Hidrogeologia

Conceitos e Aplicações

3ª Edição - Revisada e Ampliada

Hidrogeologia
Conceitos e Aplicações

3ª Edição - Revisada e Ampliada

Organização e Coordenação Científica

Fernando A. C. Feitosa
João Manoel Filho
Edilton Carneiro Feitosa
José Geilson A. Demetrio

2008

Organização e Coordenação Científica

Fernando A. C. Feitosa
João Manoel Filho
Edilton Carneiro Feitosa
J. Geilson A. Demetrio

Revisão Ortográfica e Gramatical

Maria da Graça de Melo Feitosa

Revisão de Citações Bibliográficas

Tânia Regina B. M. Freire

Mônica Cordulina da Silva

Arte e Projeto Gráfico

Fernando A. C. Feitosa
Reginaldo Pereira da S. Rocha
Maria da Graça de Melo Feitosa
Mônica Cristina Campelo de Souza
Sobrecapa baseada no modelo da capa da 1ª e 2ª Edições (DIMARK/CPRM)

Coordenação Editorial

Fernando A. C. Feitosa

Editoração Eletrônica
(Centro de Informática da Residência de Teresina do Serviço Geológico do Brasil)

Coordenação
Reginaldo Pereira da S. Rocha

Equipe
Robson Williams Carvalho Assunção
Veruska Maria Damasceno de Moraes
Wesley Melo dos Santos

Colaboração
Francisco Pereira da Silva
Ney Gonzaga de Souza

Feitosa, Fernando A.C.
Hidrogeologia : conceitos e aplicações / organização e coordenação científica / Fernando A.C. Feitosa ... [et al.] ... – 3. ed. rev. e ampl. – Rio de Janeiro : CPRM : LABHID, 2008.
812 p.

1. Hidrogeologia. 2. Metodologia. I. Feitosa, Fernando A.C., Org. II. Manoel Filho, João, Org. III. Feitosa, Edilton Carneiro, Org. IV. Demetrio, J. Geilson A., Org. V. Título.

CDD 551.49

ISBN 978-85-7499-061-3

APRESENTAÇÃO

Em muitas regiões da Terra, as águas subterrâneas foram, são e continuarão a ser fundamentais para o desenvolvimento sócio-econômico, o que as transforma num bem estratégico que deve ser racionalmente explotado, assegurando-se sua disponibilidade para as populações futuras. Faz-se necessário, portanto, o desenvolvimento de um processo sistemático de organização, análise e conciliação de seus múltiplos usos, dentro de uma visão prospectiva do problema, de modo a promover a sua utilização racional e garantir a sua disponibilidade.

Assim sendo, o uso das águas subterrâneas requer o desenvolvimento de estudos que possibilitem o entendimento do comportamento dinâmico dos sistemas físicos de subsuperfície e o estabelecimento de programas de uso e monitoramento desses recursos, tendo como base o acompanhamento e a avaliação constante das ações propostas e dos resultados obtidos com a sua aplicação.

No Brasil, verifica-se que a utilização dos recursos hídricos subterrâneos vem sendo feita, normalmente, sem o necessário conhecimento hidrogeológico, gerado através de estudos específicos ou mesmo básicos, o que impossibilita a elaboração de políticas públicas e projetos de natureza conservativa.

Na região Nordeste do Brasil, onde existe uma maior carência de água imposta pelas suas condições climáticas, poços produtores são perfurados desde o início do século passado. Entretanto, é notório que apenas a partir de 1960, com a criação da Sudene, a hidrogeologia começou a ser tratada como ciência. Mesmo assim, nessa região, a utilização dos recursos hídricos subterrâneos aumentou vertiginosamente, principalmente nos locais de maior densidade demográfica, em função da necessidade do aumento da oferta hídrica.

A demanda por conhecimento hidrogeológico, cada vez mais intensa e em ambiente complexo, impõe um grande esforço para produzir pesquisa e estudos, formar profissionais e produzir material técnico-científico que preserve e perpetue este conhecimento.

Neste sentido, o Serviço Geológico do Brasil, em parceria com o Laboratório de Hidrogeologia da Universidade Federal de Pernambuco, lança esta publicação que resume o estado da arte da hidrogeologia no Brasil e poderá ser um importante instrumento, na cadeia de valor que envolve o processo de geração e difusão do conhecimento hidrogeológico.

Agamenon Sergio Lucas Dantas

Diretor Presidente
CPRM - Serviço Geológico do Brasil

PREFÁCIO

A água começa a ser percebida pela humanidade como um recurso estratégico, que condiciona o desenvolvimento e a qualidade de vida dos povos, refletindo, globalmente, nas condições de sobrevivência do nosso planeta.

Desta constatação aflora a necessidade de geração de dados, informações e conhecimentos sobre o comportamento dos processos hidrológicos e de suas interações com os demais componentes do meio ambiente, de modo a permitir uma maior eficácia nas decisões que envolvam o aproveitamento e a gestão deste valioso recurso.

Emerge, ainda, um interesse cada vez maior pela abordagem integrada do ciclo hidrológico, por meio da análise e interpretação conjugadas das diferentes fases do ciclo da água, envolvendo a atuação de equipes interdisciplinares.

Dentro deste contexto, a água subterrânea representa uma importante fase deste ciclo, que deve merecer um maior aprofundamento no campo da pesquisa e da geração do conhecimento, exigindo a participação cada vez mais ampla de especialistas nesta matéria, bem como a produção de publicações que lhe dêem o embasamento científico necessário.

No plano acadêmico, pouca ênfase foi dada, ao longo do tempo, à formação de profissionais de hidrogeologia e à divulgação de estudos científicos nessa área de conhecimento, o que resultou numa carência muito grande de profissionais voltados para a investigação hidrogeológica.

O Serviço Geológico do Brasil, ciente desta demanda, produziu em 1997 a publicação intitulada Hidrogeologia – Conceitos e Aplicações, a qual teve grande aceitação no meio acadêmico e profissional e, agora, resolve patrocinar, uma versão atualizada e ampliada desta obra, que irá contribuir, indubitavelmente, para enriquecer o acervo desta importante área do conhecimento.

Frederico Cláudio Peixinho

Chefe do Departamento de Hidrologia
CPRM – Serviço Geológico do Brasil

INTRODUÇÃO

Originalmente restrita às suas raízes geológicas e aos seus experimentos hidráulicos, a Hidrogeologia, nos últimos 150 anos, vem tendo crescente abrangência interdisciplinar e cada vez mais se consolida como uma ciência ambiental, assumindo, por isso, importância decisiva, principalmente porque trata de um bem vital - a água.

No mundo globalizado de hoje, o estudo da água subterrânea assume uma importância cada dia maior como instrumento capaz de prover solução para os problemas de suprimento hídrico e de controle de poluição, intrínsecos às atividades humanas.

De fato, tem sido observado, nos últimos anos, que o crescimento populacional, além de aumentar as necessidades hídricas, responde pelo aumento da poluição ambiental. Nesse contexto, o aproveitamento criterioso da água subterrânea, como fator essencial para o desenvolvimento, enfrenta pelo menos três desafios, no tocante à necessidade de conhecimentos.

O primeiro, nos campos hidrogeológicos da exploração, avaliação e explotação. O segundo, nos domínios da proteção e da conservação. Sob esse aspecto, a contaminação da água subterrânea pelo homem, nunca imaginada em tempos mais remotos, começou há cerca de 30 anos nos países mais desenvolvidos e já ocorre em muitos locais do Brasil. Nos últimos 20 anos, a literatura hidrogeológica vem tratando e destacando o assunto como algo preocupante, na medida em que nada parece indicar a redução na tendência de crescimento da poluição dos aqüíferos pela atividade humana. Ao contrário, principalmente nos aqüíferos freáticos, que são mais facilmente acessíveis ao homem e, por isso mesmo, mais utilizados e muito vulneráveis, a poluição não cessa de crescer. O terceiro desafio, portanto, é um corolário dos dois primeiros e está associado à necessidade de conhecimentos para bem planejar e administrar, tanto os diversos usos quanto a proteção da água subterrânea.

No Brasil, o desenvolvimento da Hidrogeologia teve início na década de 60, na região Nordeste, através da atuação da Sudene, sendo, portanto, uma prática relativamente recente. Como reflexo disso, profissionais, técnicos e estudantes ligados ao setor de água subterrânea, indubitavelmente, ressentem-se da falta de livros e publicações didáticas editados em português, que orientem suas atuações e aprendizado. Além disso, o Brasil, como país em desenvolvimento, muito rico em águas subterrâneas, certamente clama por soluções práticas, nos diversos campos desta ciência não exata.

Dentro deste panorama e percebendo esta necessidade, a CPRM lançou em 1997, em parceria com o LABHID - Laboratório de Hidrogeologia da Universidade Federal de Pernambuco, a primeira edição do livro Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações, como uma contribuição ao preenchimento desta lacuna. O livro respondeu positivamente às expectativas, obtendo ótima aceitação na comunidade técnico-científica e sendo adotado em diversas universidades como texto para cursos de graduação e pós-graduação. Os mil exemplares da 1ª edição esgotaram-se antes do final de 1998, ficando uma demanda não atendida materializada por inúmeras e sistemáticas solicitações de aquisição feitas à CPRM. Assim, para atender essa demanda, a CPRM, apoiada pela ABAS - Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, Núcleo Ceará, lançou a segunda edição em 2.000, no I Congresso Mundial Integrado de Águas Subterrâneas, realizado em Fortaleza.

O conteúdo dessas primeiras edições baseou-se em apostilas apresentadas pelos autores em cursos intensivos de especialização, ministrados pelo LABHID a técnicos da CPRM. Esse conteúdo contemplava uma ampla gama de aspectos da Hidrologia Subterrânea, tais como os conceitos e princípios fundamentais da Hidrogeologia, da Geologia, da Física, da Química e da Matemática, julgados necessários ao entendimento dos temas apresentados. Não menos importante, além disso, foi a experiência profissional dos autores, desenvolvida no Brasil, na lide diária, e que permeou toda a obra.

Em 2002, com o esgotamento da 2ª edição, a CPRM resolveu não imprimir, simplesmente, uma nova tiragem das edições anteriores, mas produzir um livro de maior envergadura. Iniciou, assim, o projeto Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações - 3ª Edição Revisada e Ampliada. Além de uma ampla revisão e reformulação da estrutura de apresentação, foi incluída uma série de novos temas, em parte, por conseqüência do avanço do conhecimento na última década, e, também, em função de demandas emanadas de estudantes, técnicos e pesquisadores do setor.

A edição atual é composta por 31 capítulos distribuídos em sete módulos: A Água Subterrânea (capítulos 1.1, 1.2 e 1.3); Água Subterrânea em Meios Porosos Homogêneos (capítulos 2.1 e 2.2); Água Subterrânea em Meios Heterogêneos (capítulos 3.1, 3.2 e 3.3); Pesquisa de Água Subterrânea (capítulos 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5); Qualidade das Águas Subterrâneas (capítulos 5.1, 5.2, 5,3 e 5.4); Explotação das Águas Subterrâneas (capítulos 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5, 6.6, 6.7 e 6.8) e Planejamento e Gerenciamento das Águas Subterrâneas (capítulos 7.1, 7.2, 7.3, 7.4, 7.5 e 7.6). Por fim, como suporte ao entendimento de muitos temas, são apresentados, ainda, os Apêndices Noções de Cálculo Aplicado e Noções de Geoestatística Aplicada. O conteúdo deste livro, portanto, aumentou muito, cobrindo praticamente todos os aspectos inerentes à água subterrânea, desde a sua importância e ocorrência até as ferramentas de gerenciamento.

Como destacado na primeira edição, contudo, uma publicação com essa abrangência há de padecer, naturalmente, de limitações e imperfeições. O material apresentado não pretende, portanto, ser a palavra final nem, muito menos, tenciona esgotar o tema. Assim sendo, os organizadores sentir-se-ão muito agradecidos, se lhes forem apontadas oportunidades de melhorias e, por outro lado, recomendam aos mais interessados, leituras adicionais que podem ser encontradas nas referências bibliográficas indicadas na presente obra, em cada um de seus capítulos.

Por fim, os organizadores esperam que esta obra sirva de fonte de informações tanto para cursos de graduação, especialização e pós-graduação em Geologia e Hidrogeologia, como para referência de técnicos e pesquisadores da área e acreditam na sua importância e repercussão dentro do panorama atual dos recursos hídricos do país, em face do que representa em escala global a água subterrânea para a humanidade.

Fernando A. C. Feitosa
João Manoel Filho
Edilton Carneiro Feitosa
J. Geilson A. Demetrio

Organização e Coordenação Científica

AGRADECIMENTOS

À diretoria executiva do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, nas pessoas de seu diretor-presidente, geólogo Agamenon Sergio Lucas Dantas, e seu diretor de Hidrologia e Gestão Territorial, geólogo José Ribeiro Mendes, pela confiança e apoio dispensados, sem os quais esta edição não poderia ter sido realizada e publicada.

À Universidade Federal de Pernambuco, representada pelo seu Laboratório de Hidrogeologia – LABHID/CTG, pelos cursos de aperfeiçoamento ministrados a técnicos da CPRM em 1994, 1995 e 1996, que constituíram a semente que germinou na presente obra.

Aos mentores e grandes incentivadores da 1ª edição desta obra, Humberto J. T. R. de Albuquerque e Frederico Cláudio Peixinho, bem como a Thales de Queiroz Sampaio e Clodionor Carvalho de Araújo, pelo forte apoio franqueado em sua elaboração.

A todos os autores desta 3ª edição, pelo empenho, não apenas na elaboração de seus textos, mas também na sua atualização e refinamento, em que as experiências pessoais foram vertidas com entusiasmo.

A todos os colaboradores que devotaram um imenso esforço nas tarefas de editoração e revisão, em especial à Maria da Graça de Melo Feitosa pela sua valorosa participação e dedicação voluntária.

Aos funcionários do Serviço Geológico do Brasil, em Teresina, nas pessoas do chefe da Residência, Antônio Reinaldo Soares Filho e do Coordenador Executivo, Frederico José Campelo de Souza, pelo apoio incondicional fornecido, o qual foi decisivo para o sucesso da fase final de edição.

E, por fim, os organizadores desta obra deixam aqui registrada, uma homenagem histórica aos idealizadores e primeiros dirigentes da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste – Sudene, instituição que se constituiu, nas décadas e 1960 e 1970, em berçário e celeiro dos hidrogeólogos pioneiros do Brasil. A essas pessoas, portanto, a presente obra deve muito da sua origem, da sua trajetória e da contribuição que certamente trará à comunidade hidrogeológica do Brasil.

ORGANIZAÇÃO E COORDENAÇÃO CIENTÍFICA

Fernando A. C. Feitosa

Geólogo (1982) e Mestre em Hidrogeologia (1990) pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. Doutorando em Hidrogeologia pela UFPE. Atuou na Conesp, Atepe, Acquaplan, Emater-PE e Funceme. Foi chefe da Divisão de Hidrogeologia (2001-2007) e atualmente é coordenador executivo do Departamento de Hidrologia do Serviço Geológico do Brasil. Coordenador da rede de pesquisa de estudos hidrogeológicos do semi-árido brasileiro, FINEP/CPRM-UFBA-UFC-UFCG-UFRN-UFPE (2005-2008). Linhas de atuação: avaliação e gestão de aqüíferos; estudos hidrogeológicos; construção e avaliação de poços. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
(*ffeitosa@fo.cprm.gov.br*)

João Manoel Filho

Geólogo pela Escola de Geologia de Pernambuco (1962), Mestre em Hidrogeologia (*Diplôme d'Ètudes Superieures*) pela Université Louis Pasteur, Strasburg, França (1965) e Doutor em Recursos Minerais e Hidrogeologia pela Universidade de São Paulo – USP (1996). Linhas de atuação: avaliação, gestão e modelagem de aqüíferos; aqüíferos anisotrópicos. UFPE-LABHID.
(*jomanoelfilho@terra.com.br*)

Edilton Carneiro Feitosa

Geólogo pela Escola de Geologia de Pernambuco (1964) e Mestre em Hidrogeologia (*Diplôme d'Ètudes Superieures*) pela Université Louis Pasteur, Strasbourg, França (1967). Professor aposentado da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. Consultor de instituições e empresas públicas e privadas. Linhas de atuação: estudos hidrogeológicos, hidrodinâmica de poços, modelagem analítica de baterias de poços, pesquisa de mananciais subterrâneos, levantamentos geofísicos (eletroresistividade) na pesquisa de água subterrânea. UFPE-LABHID.
(*ediltonf@yahoo.com.br*)

J. Geilson A. Demetrio

Geólogo (1982) e Mestre em Hidrogeologia (1990) pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. Doutor em Hidrogeologia pela Universidade de São Paulo – USP (1998). Atuou na Planat – Consultoria em Recursos Naturais, Companhia de Águas e Esgoto do RN - Caern e Associação Tecnológica de PE - Atepe. Professor Adjunto do Departamento de Geologia da UFPE. Coordenador do Laboratório de Hidrogeologia - Labhid do Degeo/UFPE. Linhas de atuação: hidráulica e modelagem numérica de aqüíferos; projeto e hidráulica de poços e geofísica aplicada à hidrogeologia. UFPE-LABHID.
(*geilson@ufpe.br*)

AUTORES

Adelbani Braz da Silva

Geólogo pela UFPE (1967); Especialização em Hidrologia, Madrid (1971); Doutor em Hidrogeologia e Poluição de Águas Subterrâneas pela Universidade de São Paulo - USP (1984); Pós-doutorado em Hidrogeologia e Meio Ambiente, Colorado School of Mines, USA (1990); Administrador de Empresas pela UFPE (1971). Professor titular aposentado da UFMG. Lecionou na UFOP (1978 a 1981). Consultor em hidrogeologia e estudos ambientais. Recebeu medalha "Escudo de Prata" do Ministério das Minas e Energia (1986) e "Diploma de Reconhecimento" da SBG – Sociedade Brasileira de Geologia (1986).
(*adelbani@gmail.com*)

Albert Mente

Geólogo e doutor pela Universidade Leyden, Holanda. Ex-funcionário do Serviço de Reconquista-de-terra-ao-mar (*Southersea Works*, Holanda), da Unesco e da CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Coordenador do Mapa Hidrogeológico do Brasil (1983) e coordenador técnico do Mapa Hidrogeológico da América do Sul (1996). Consultor internacional dos mapas hidrogeológicos do Uruguai, Paraguai, Suriname, Moçambique e Panamá. Consultor da UNESCO, NAÇOES UNIDAS (Cooperação Técnica e Desenvolvimento), OEA (incluindo Projeto Aquífero Guarani) e CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
(*albertment@yahoo.com.br*)

Aldo da Cunha Rebouças

Geólogo pela Escola de Geologia de Pernambuco (1962). Mestre em Hidrogeologia (1964) e Doutor em Recursos Hídricos (1975) pela Université Louis Pasteur, Strasbourg, França. Pós-doutorado pela Stanford University, EUA. Livre Docente IG/USP. Fundador, diretor e Pesquisador Associado do Centro de Pesquisa de Águas Subterrâneas – CEPAS, do IG/USP. Fundador e presidente da ALSHUD - Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo e da ABAS – Associação Brasileira de Águas Subterrâneas.
(*aldocr@mandic.com.br*)

Alex Maurício Araújo

Engenheiro Civil pela UFPE (1975). Especialista em Engenharia de Saúde Pública FIOCRUZ/ENSP-RJ (1977). Mestre em Engenharia Civil (Qualidade das Águas e Recursos Hídricos em Bacias Hidrográficas) COPPE/UFRJ (1977). Aperfeiçoamento em Engenharia Mecânica (Simulação e Análises de Transitórios em Máquinas de Fluidos) PUC-RJ (1986) e Doutor em Engenharia Civil (Circulação Hidrodinâmica e Transporte Fluido em Corpos d'Água Rasos) COPPE/UFRJ (1993). Membro fundador da ABRH. Professor DE / Engenharia Mecânica - UFPE.
(*ama@ufpe.br*)

Almany Costa Santos

Geólogo (1987) e Mestre em Geociências (1991) pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE. Doutor em Ciências (Recursos Minerais e Hidrogeologia) pela Universidade de São Paulo – USP (2000). Professor do Departamento de Geologia e da Pós-Graduação em Geociências da UFPE. Experiência em hidrogeologia, geologia ambiental e geologia de engenharia. Linhas de atuação: hidrogeoquímica; contaminação de água subterrânea; gestão de recursos hídricos; hidrogeologia ambiental e geologia de engenharia.
(*almany@ufpe.br*)

Amélia J. Fernandes

Geóloga (1985), Mestre em Geoquímica e Geotectônica (1991) e Doutora em Recursos Minerais e Hidrogeologia (1997) pela Universidade de São Paulo – USP. Estágios: Centro de Pesquisa de Águas Subterrâneas da Universidade de Waterloo (1995-1996) e Departamento de Ciências Aplicadas da Universidade de Quebec (2007). Coordenadora do tema "Aqüíferos Fraturados" do Mapa de Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo. Linhas de atuação: análise estrutural, hidrogeologia de aqüíferos fraturados, mapeamento geológico. Instituto Geológico SMA-SP.
(*ameliajf@igeologico.sp.gov.br*)

Ana Catarina Fernandes Coriolano

Geóloga (1997) e Doutora em Geodinâmica (2002) pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN. Advogada com Especialização em Direito Público. Pesquisadora de Desenvolvimento Tecnológico Industrial – CNPq. Linhas de atuação: hidrogeologia; resíduos de petróleo e direito ambiental.
(*catarinaufrn@yahoo.com.br*)

Carla M. S. Vidal Silva

Graduada em Física (1989), Mestre em Física (1992) e Doutora em Física (1996) pela Universidade Federal do Ceará – UFC. Professora Associado I – UFC. Linhas de atuação: isótopos ambientais aplicados à água subterrânea e superficial; hidroquímica; qualidade de águas. Departamento de Física / UFC.
(*carla@fisica.ufc.br*)

Carlos César Nascimento da Silva

Geólogo pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN (1999) e Doutor em Geofísica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da UFRN (2004). Atualmente é geofísico na Petrobras. Linhas de atuação: processamento sísmico; métodos geofísicos elétricos e eletromagnéticos aplicados à hidrogeologia e ao meio ambiente; interpretação integrada de dados geológicos e geofísicos. Petrobras/UN-RNCE/EXP/PS.
(*c.nascimento@petrobras.com.br*)

Carlos Eduardo Sobreira Leite

Geólogo (1984), Especialista em Hidrogeologia (1987) e Mestre em Geologia com concentração em Hidrogeologia (1998) pela Universidade Federal do Ceará – UFC. Curso de Aperfeiçoamento em Sensoriamento Remoto pela Universidade de São Paulo – USP (1996). Atuou na Sudec, Ematerce, Sohidra e SRH-CE. Atualmente é geólogo na Funceme e pesquisador convidado no Laboratório de Geofísica de Prospecção e Sensoreamento Remoto do Departamento de Geologia da UFC. Linhas de atuação: sensoriamento remoto, hidrogeologia e geofísica.
(*carloseduardo@funceme.br*)

Emanuel Ferraz Jardim de Sá

Geólogo pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE (1973), Mestre em Geoquímica (UFBA, 1979) e Doutor em Geologia (UnB, 1994). Professor Titular do Departamento de Geologia e da Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (UFRN). Martelo de Prata da SBG e Membro Associado da Academia Brasileira de Ciências. Linhas de atuação: geologia estrutural e tectônica; terrenos precambrianos e bacias sedimentares; aplicações à geologia do petróleo e hidrogeologia. UFRN - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
(*emanuel@ccet.ufrn.br*)

Francisco Edson Mendonça Gomes

Geólogo pela Universidade Federal do Ceará – UFC (1974). Geólogo da CPRM com 15 anos de experiência em cartografia geológica digital, geoestatística e tecnologias de sensoriamento remoto e geoprocessamento em sistemas de informação geográfica – SIG aplicadas à execução de projetos de integração e análise espacial de dados e informações geológicas, hidrogeológicas e ambientais. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
(*edson@fo.cprm.gov.br*)

Frederico Cláudio Peixinho

Engenheiro Civil pela Escola Politécnica da Universidade Federal da Bahia – UFBA (1972). Especialista em Hidrologia Aplicada e Qualidade Total. MBA em Gestão Estratégica da Informação e Avaliação Ambiental. Mestrando em Tecnologia da Informação. Linhas de Atuação: hidrologia; gestão estratégica; sistemas de informação. CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
(*peixinho@rj.cprm.gov.br*)

Geraldo Girão Nery

Engenheiro Agrônomo pela Universidade Federal do Ceará – UFC (1960). Geólogo pelo convênio Petrobras/Universidade Federal da Bahia – UFBA (1962). Mestre em Geologia pela Universidade Federal da Bahia – UFBA (1989). Linhas de Atuação: geofísica de poço, petrofísica e pesquisa de água subterrânea. Hydrolog Serviços de Perfilagens Ltda.
(*marketing@hydrolog.com.br*)

Hélio Paiva Macedo de França

Geólogo pela Escola de Geologia de Pernambuco (1964). Mestre em Hidrogeologia (*Diplôme d´Ètudes Superieures*) pela Universidade de Strasbourg, França (1969). Hidrogeólogo Sênior da Tecnosolo S.A. Consultor de Empresas. Gerente de Águas Subterrâneas da Compesa – Companhia Pernambucana de Saneamento. Linhas de Atuação: estudos hidrogeológicos; modelagem analítica e numérica de aqüíferos; projetos de irrigação e de abastecimento urbano com água subterrânea; hidráulica subterrânea.
(*heliopaiva@compesa.com.br*)

Horst Frischkorn

Físico Nuclear e Doutor em Físico-Química pela *Philipps-Universität Marburg*, Alemanha (1971). Especialista em Hidrogeologia pela Universidade Federal do Ceará - UFC. Professor Associado – UFC. Linhas de atuação: hidrologia isotópica e paleoclimatologia. Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental – UFC.
(*cariri@ufc.br*)

Jaime Joaquim da Silva Pereira Cabral

Engenheiro Civil pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE (1978). Mestre em Recursos Hídricos pela Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ (1985). PhD em Métodos Computacionais pelo WIT, Inglaterra (1992). Pós-Doutorado pela Universidade do Mississipi (2004). Professor do Grupo de Recursos Hídricos da UFPE. Pesquisador Nível 1 do CNPq. Linhas de Pesquisa: modelagem computacional; aqüíferos costeiros, filtração nas margens, indicadores de sustentabilidade. CT – UFPE.
(*jcabral@ufpe.br*)

Josias Barbosa de Lima

Engenheiro de Minas pela UFPE (1981). Licenciatura Plena em Química pela UFRPE (1979). Especialização em Hidrogeologia pela UFPE (1994). Professor de Física e Matemática (Ensino médio e pré-vestibular, 1979–1981). Experiência em perfuração de poços para água, sal de potássio e produção de petróleo na Bacia Potiguar – CPRM/Petrobras. Desenvolvedor do Sistema de Informações em Águas Subterrâneas – SIAGAS. Atualmente é Coordenador Executivo do Departamento de Hidrologia da CPRM – Serviço Geológico do Brasil.
(*josias_lima@re.cprm.gov.br*)

Marlúcia F. Santiago

Graduada em Física pela Universidade Federal do Ceará - UFC (1969). Mestre em Engenharia e Tecnologia Nuclear (1972) e Doutora em Ciências (1984) pela Universidade de São Paulo – USP. Orientadora no Mestrado e Doutorado da Física e da Geologia da UFC. Professor Associado – UFC. Linhas de atuação: água subterrânea; água superficial; isótopos ambientais; hidroquímica; qualidade da água. Departamento de Física – UFC.
(*marlucia@fisica.ufc.br*)

Normando Telmo de Lima Lins

Engenheiro de Minas pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE (1971) e Engenheiro de Petróleo pela Petrobras. Linhas de Atuação: Estudos Hidrogeológicos e Projetos de poços para a produção da água e petróleo; Projetos de furos direcionais para passagens subterrâneas de adutoras, minerodutos, oleodutos e gasodutos e construções de minitúneis e túneis; Perfuração e *workover* em poços de água, sal, óleo e gás.
(*normando@imagelink.com.br*)

Ricardo Hirata

Geólogo pela UNESP, Mestre e Doutor pela Universidade de São Paulo – USP, com Pós Doutoramento pela University of Waterloo, Canadá. Professor do Instituto de Geociências da USP. Assessor do Banco Mundial (GWMATE), Unesco e Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA). Trabalhou no CEPIS/OPAS-OMS, Departamento de Águas e Energia Elétrica (SP) e Instituto Geológico (SMA-SP). Linhas de atuação: gestão dos recursos hídricos, avaliação de contaminação de aqüíferos e hidrologia urbana.
(*rhirata@usp.br*)

Roberto Gusmão de Oliveira

Geólogo pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE (1987). Mestre em Ciências pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – USP (1998). Doutor em Geofísica pelo PPGG da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN (2008). Geólogo da CPRM – Serviço Geológico do Brasil desde 1987. Linhas de atuação: gravimetria, magnetometria e geotectônica.
(*rgusmao@re.cprm.gov.br*)

Suely Schuartz Pacheco Mestrinho

Química Industrial pela Universidade Federal de Sergipe – UFS (1973). Mestre em Geoquímica e Meio Ambiente pela UFBA (1978). Doutora em Hidrogelogia pela USP (1998). Professora aposentada do Instituto de Geociências da UFBA. Diretora-Presidente da QUALI_água Consultores Associados Ltda. Coordenadora do Projeto PRODETAB/Embrapa "Estudo para o Planejamento Integrado do Uso e Conservação dos Recursos Hídricos da Bacia do Itapicutu, Bahia". Linhas de atuação: hidrogeoquímica; monitoramento de águas superficiais e subterrâneas; classificação e enquadramento de águas; planejamento integrado de recursos hídricos; geoquímica ambiental.
(*suelyspm@uol.com.br*)

Waldir Duarte Costa

Geólogo pela Escola de Geologia de Pernambuco (1962). Mestre pela UFPE (1977) e Doutor pela USP (1986), em Hidrogeologia. Professor titular aposentado da UFPE. Diretor-Presidente da COSTA - Cons. e Serv. Técn. e Amb. Ltda. Consultor da SRH-PE. Presidente da Câmara Técnica de Águas Subterrâneas do CERH-PE. Linhas de Atuação: dimensionamento de aqüíferos; locação e construção de barragens subterrâneas; monitoramento de aqüíferos; plano diretor de bacias e estadual de recursos hídricos; estudos de impacto ambiental; legislação de água subterrânea.
(*wdcosta@ibest.com.br*)

Walter E. Medeiros

Engenheiro Civil pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN (1981). Mestre em Geofísica pela Universidade Federal da Bahia – UFBA (1987) e Doutor em Geofísica pela Universidade Federal do Pará – UFPA (1993). Professor Associado do Departamento de Física (CCET/UFRN). Linhas de atuação: prospecção geofísica e problemas geofísicos inversos. UFRN – Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
(*walter@dfte.ufrn.br*)

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO v
PREFÁCIO vii
INTRODUÇÃO ix
AGRADECIMENTOS xi
ORGANIZAÇÃO E COORDENAÇÃO CIENTÍFICA xiii
AUTORES xv
SUMÁRIO xxi

MÓDULO 1 - A ÁGUA SUBTERRÂNEA **3**

Capítulo 1.1 - Evolução Histórica do Conhecimento **5**

1.1.1 Introdução 5
1.1.2 A Hidrogeologia no Mundo 6
1.1.3 A Hidrogeologia no Brasil 9
Referências 10

Capítulo 1.2 - Importância da Água Subterrânea **13**

1.2.1 Introdução 13
1.2.2 Gestão de Ofertas *versus* Demandas 13
1.2.3 A Gestão Integrada das Águas 14
1.2.4 Poço Bem Construído *versus* Buraco 16
1.2.5 O Preço da Água Gratuita 17
1.2.6 As Funções dos Aqüíferos na Gestão Integrada 19
1.2.7 Recarga, Armazenamento e Descarga 20
1.2.8 Planejamento e Gestão 22
1.2.9 Potenciais de Águas Subterrâneas no Brasil 23
1.2.10 Considerações Finais 27
Referências 27

Capítulo 1.3 - A Água Subterrânea no Brasil **31**

1.3.1 Introdução 31
1.3.2 Mapa Hidrogeológico do Brasil 31
1.3.3 Províncias Hidrogeológicas do Brasil 38
Referências 47

MÓDULO 2 - ÁGUA SUBTERRÂNEA EM MEIOS POROSOS HOMOGÊNEOS **51**

Capítulo 2.1 - Ocorrência das Águas Subterrâneas **53**

2.1.1 Introdução 53
2.1.2 Origem e Circulação - Ciclo Hidrológico 53
2.1.3 Equação do Balanço Hídrico 54
2.1.4 Distribuição Vertical da Água no Subsolo 58
2.1.5 Geologia da Água Subterrânea 62
2.1.6 Água Subterrânea em Zonas Costeiras 70
Exercícios Propostos 73
Referências 74

Capítulo 2.2 - Movimento das Águas Subterrâneas........ **77**

2.2.1 Introdução........ 77
2.2.2 Lei de Darcy........ 77
2.2.3 Equação de Bernoulli e Potencial Hidráulico........ 83
2.2.4 Anisotropia e Heterogeneidade........ 84
2.2.5 Equação da Continuidade (Conservação da Massa d'Água)........ 85
2.2.6 Equação Geral do Fluxo Subterrâneo........ 85
2.2.7 Redes de Fluxo........ 88
Exercícios Propostos........ 88
Referências........ 91
Anexos........ 91

Módulo 3 - Água Subterrânea em Meios Heterogêneos **95**

Capítulo 3.1 - Conceitos de Análise Estrutural Aplicados à Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos........ **97**

3.1.1 Introdução........ 97
3.1.2 Conceitos Clássicos da Hidrogeologia do Cristalino e Problemas Inerentes........ 97
3.1.3 Conceitos Básicos de Análise Estrutural - A Deformação Frágil........ 99
3.1.4 Cronologia e Nível Crustal da Deformação........ 104
3.1.5 O Contexto Tectônico Regional e suas Implicações: o exemplo da Borborema........ 105
3.1.6 Neotectônica e a Evolução Crustal Holocênica........ 107
3.1.7 Implicações do Contexto Tectono-Estrutural para a Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos........ 108
3.1.8 Efeito da Exumação e do Intemperismo sobre a Permo-Porosidade das Rochas........ 113
3.1.9 Modelos de Ocorrência de Água Subterrânea em Terrenos Cristalinos........ 115
3.1.10 Observações Finais........ 117
3.1.11 Agradecimentos........ 117
Referências........ 117

Capítulo 3.2 - Hidrogeologia dos Meios Fissurados........ **121**

3.2.1 Introdução........ 121
3.2.2 Análise da Fissura Elementar........ 121
3.2.3 Características do Meio........ 123
3.2.4 Fatores que Influem nas Características Hidrodinâmicas do Aqüífero "Fissural"........ 124
3.2.5 Origem e Mecânica da Deformação Ruptural........ 130
3.2.6 Fluxo em Meio Fissurado........ 137
3.2.7 Locação de Poços........ 141
Referências........ 150

Capítulo 3.3 - Hidrogeologia de Meios Cársticos........ **153**

3.3.1 Introdução........ 153
3.3.2 Caracterização do Aqüífero Cárstico........ 153
3.3.3 Estudo Hidrogeológico em Aqüífero Cárstico........ 161
3.3.4 Explotação das Águas Subterrâneas em Carste........ 166
3.3.5 Aspectos Ambientais em Zonas Cársticas........ 169
Referências........ 172

Módulo 4 - Pesquisa de Água Subterrânea 177

Capítulo 4.1 - Metodologia Básica de Pesquisa de Água Subterrânea............179

4.1.1 Introdução.......... 179
4.1.2 Tipos de Estudos na Pesquisa de Água Subterrânea.......... 179
4.1.3 Levantamentos Preliminares.......... 181
4.1.4 Caracterização Geológica e Geométrica dos Aqüíferos.......... 182
4.1.5 Caracterização Hidrogeológica Quantitativa.......... 185
4.1.6 Caracterização Hidrogeológica Qualitativa.......... 202
4.1.7 Produtos e Resultados.......... 202
4.1.8 Aspectos sobre Gestão de Aqüíferos.......... 204
Referências.......... 206

Capítulo 4.2 - Métodos Geofísicos..........209

4.2.1 Introdução.......... 209
4.2.2 Métodos de Campos Naturais.......... 210
4.2.3 Métodos de Campos Artificiais.......... 216
4.2.4 Levantamentos Aerogeofísicos.......... 247
4.2.5 Quantificação em Geofísica.......... 250
Referências.......... 252

Capítulo 4.3 - Métodos Isotópicos..........255

4.3.1 Introdução.......... 255
4.3.2 Fundamentos Teóricos e Definições.......... 255
4.3.3 Isótopos Estáveis.......... 255
4.3.4 Oxigênio-18 e Deutério.......... 256
4.3.5 Isótopos Instáveis.......... 259
4.3.6 Carbono-14 e Trítio.......... 259
4.3.7 Modelos de Interpretação.......... 263
4.3.8 O Uso de Isótopos Ambientais na Hidrogeologia.......... 264
Exercícios Propostos.......... 269
Referências.......... 270

Capítulo 4.4 - Sensoriamento Remoto..........273

4.4.1 Introdução.......... 273
4.4.2 Evolução do Conhecimento.......... 273
4.4.3 Conceitos e Fundamentos Básicos.......... 274
4.4.4 Características das Imagens Orbitais.......... 277
4.4.5 Pré-processamento de Imagens Orbitais.......... 278
4.4.6 Realce de Imagens Digitais.......... 280
4.4.7 Classificação de Imagens Digitais.......... 287
4.4.8 Interpretação de Padrões de Drenagem.......... 288
4.4.9 Considerações Finais.......... 290
4.4.10 Estudo de Caso.......... 290
Referências.......... 292

Capítulo 4.5 - Geoprocessamento em Ambiente SIG Aplicado à Hidrogeologia.......... 293

4.5.1 Introdução.......... 293
4.5.2 O que é um SIG?.......... 293

4.5.3 Componentes de um SIG........ 294
4.5.4 Estrutura de um SIG........ 296
4.5.5 Como os Objetos do Mundo Real são Representados no SIG........ 297
4.5.6 Como Funciona um SIG........ 298
4.5.7 Características Básicas dos Dados Espaciais........ 298
4.5.8 Tipos de Dados em um SIG........ 299
4.5.9 Exemplos de Aplicação........ 302
4.5.10 Considerações Finais........ 317
Referências........ 318

Módulo 5 - Qualidade das Águas Subterrâneas 323

Capítulo 5.1 - Noções de Hidroquímica........ 325

5.1.1 Introdução........ 325
5.1.2 Análises de Água........ 325
5.1.3 Caracterização da Qualidade das Águas........ 330
5.1.4 Princípios de Classificação das Águas........ 340
5.1.5 Padrões de Qualidade das Águas........ 343
5.1.6 Padrões de Referência de Qualidade Ambiental........ 347
Referências........ 357

Capítulo 5.2 - Geoquímica das Águas Subterrâneas........ 359

5.2.1 Introdução........ 359
5.2.2 Conceitos Fundamentais........ 359
5.2.3 Fundamentos da Hidrogeoquímica........ 362
5.2.4 Mineralização das Águas Subterrâneas........ 372
5.2.5 Interpretação dos Dados de Qualidade da Água........ 375
5.2.6 Hidrogeoquímica de Climas Tropicais........ 378
Exercícios Propostos........ 379
Referências........ 379

Capítulo 5.3 - Contaminação das Águas Subterrâneas........ 381

5.3.1 Introdução........ 381
5.3.2 Fundamentos Básicos........ 381
5.3.3 Comportamento Hidroquímico de Contaminantes........ 389
5.3.4 Transporte de Massa........ 391
5.3.5 Estudo de Caso........ 401
Exercícios Propostos........ 402
Referências........ 402

Capítulo 5.4 - Vulnerabilidade à Poluição de Aqüíferos........ 405

5.4.1 Introdução........ 405
5.4.2 Evolução do Conceito de Vulnerabilidade........ 405
5.4.3 O Comportamento de Contaminantes e a Vulnerabilidade de Aqüíferos........ 407
5.4.4 Os Métodos de Cartografia da Vulnerabilidade........ 412
5.4.5 Limitações do Uso dos Mapas de Vulnerabilidade de Aqüíferos........ 414
5.4.6 A Vulnerabilidade em um Programa de Gestão de Recursos Hídricos........ 418
5.4.7 O Futuro dos Métodos de Vulnerabilidade de Aqüíferos........ 422
Referências........ 423

Módulo 6 - Explotação das Águas Subterrâneas 427

Capítulo 6.1 - Projeto e Construção de Poços ... 429

6.1.1 Introdução ... 429
6.1.2 Tipos de Poços ... 429
6.1.3 Métodos de Perfuração ... 431
6.1.4 Projeto de Poços Tubulares ... 436
6.1.5 Reabilitação e Manutenção de Poços Tubulares ... 448
6.1.6 Contribuições da Indústria do Petróleo à Engenharia de Perfuração ... 450
Referências ... 457

Capítulo 6.2 - Perfilagem Geofísica Aplicada a Água Subterrânea ... 459

6.2.1 Introdução ... 459
6.2.2 Obtenção dos Perfis ... 460
6.2.3 Equipamentos Essenciais para a Obtenção de um Perfil ... 460
6.2.4 A Malha API para Registro das Curvas dos Perfis ... 460
6.2.5 O Meio Ambiente de uma Ferramenta de Perfilagem ... 460
6.2.6 Propriedades Físicas das Rochas ... 463
6.2.7 Propriedades Elétricas das Rochas ... 464
6.2.8 Propriedades Acústicas das Rochas ... 467
6.2.9 Propriedades Radioativas das Rochas ... 468
6.2.10 Principais Tipos de Perfis Geofísicos ... 470
6.2.11 Raios Gama Convencional (RG ou GR) ... 471
6.2.12 Potencial Espontâneo (SP) ... 473
6.2.13 Elétricos Convencionais (ES) ... 478
6.2.14 Indução ... 480
6.2.15 Micro Elétrico ... 485
6.2.16 Perfil Sônico ... 486
6.2.17 Cáliper ou Calibre do Poço ... 491
6.2.18 Desvio ou Inclinação do Poço ... 493
6.2.19 Temperatura ... 494
6.2.20 Interpretação Final dos Perfis Geofísicos de Poços ... 495
6.2.21 Estudo de Caso de Interpretação Preliminar ... 499
6.2.22 Estudo de Caso de Interpretação de Detalhe ... 502
6.2.23 Usos, Limitações e Vantagens dos Perfis Geofísicos de Poços ... 503
6.2.24 Considerações Finais ... 504
Referências ... 505

Capítulo 6.3 - Testes de Bombeamento em Poços Tubulares ... 507

6.3.1 Introdução ... 507
6.3.2 Classificação de Testes de Bombeamento ... 507
6.3.3 Sistemas de Bombeamento ... 509
6.3.4 Medição de Nível d'Água ... 509
6.3.5 Medição de Vazões ... 511
6.3.6 Planejamento e Execução dos Testes ... 517
6.3.7 Controle de Interferências ... 518
6.3.8 Condições e Normas de Execução ... 520
6.3.9 Registro dos Dados ... 521
Referências ... 522
Anexos ... 523

Capítulo 6.4 - Análise de Fluxo para Poços em Meios Homogêneos **527**

6.4.1 Introdução 527
6.4.2 Características e Parâmetros Físicos de Aqüíferos e Poços 528
6.4.3 Fluxo Radial para Poços 531
6.4.4 Fluxo para Poços em Regime Estacionário 533
6.4.5 Fluxo para Poços em Regime Transiente 541
6.4.6 Análise de Fluxo para Poços de Grande Diâmetro 555
6.4.7 Penetração Parcial em Poços 556
6.4.8 Fronteiras Hidráulicas - Teoria das Imagens 557
Exercícios Propostos 565
Referências 567
Anexos 569

Capítulo 6.5 - Análise de Fluxo para Poços em Meios Heterogêneos **575**

6.5.1 Introdução 575
6.5.2 Conceitos Básicos 575
6.5.3 Modelagem de Sistemas de Fraturas 581
6.5.4 Geometria Fractal Aplicada 588
Exercícios Propostos 595
Referências 595

Capítulo 6.6 - Eficiência Hidráulica de Poços **599**

6.6.1 Aspectos Gerais 599
6.6.2 Rebaixamento em um Poço Bombeado 599
6.6.3 Conceito de Raio Crítico 601
6.6.4 Decomposição das Perdas de Carga em Poços 602
6.6.5 Cálculo dos Rebaixamentos Parciais - Aqüífero Confinado 604
6.6.6 Eficiência Hidráulica de Poços 605
6.6.7 Análise de Sensibilidade dos Fatores Influentes na Eficiência 606
6.6.8 Determinação da Equação Característica de Funcionamento do Poço através de Teste de Produção Escalonado 608
6.6.9 Determinação da Perda de Carga Laminar na Zona de Transição do Pré-Filtro (B_2 Q).. 610
6.6.10 Custo da Água Produzida 612
6.6.11 Aplicação do Método de Análise 612
Referências 616

Capítulo 6.7 - Capacidade de Produção de Poços **617**

6.7.1 Introdução 617
6.7.2 Conceitos Básicos 617
6.7.3 Avaliação de Vazões de Explotação de Poços Tubulares em Meios Homogêneos 622
6.7.4 Avaliação de Baterias de Poços 625
6.7.5 Avaliação de Vazões de Explotação de Poços Tubulares em Meios Heterogêneos 634
6.7.6 Poços de Grande Diâmetro - Método de Porchet 637
Referências 639
Anexos 641

Capítulo 6.8 - Sistemas de Bombeamento **645**

6.8.1 Introdução 645
6.8.2 Conceitos Básicos 645
6.8.3 Tipos de Bombas 650
6.8.4 Dispositivos de Acionamento e Proteção 654

6.8.5 Seleção da Bomba 655
6.8.6 Manutenção 655
Exercícios Propostos 656
Referências 656

MÓDULO 7 - PLANEJAMENTO E GERENCIAMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS **659**

Capítulo 7.1 - Avaliação de Recursos Hídricos Subterrâneos **661**

7.1.1 Introdução 661
7.1.2 Evolução do Conhecimento 661
7.1.3 Reservas *versus* Recursos de Água Subterrânea 661
7.1.4 Reservas de Água Subterrânea 662
7.1.5 Recursos de Água Subterrânea 662
Referências 669

Capítulo 7.2 - Monitoramento em Água Subterrânea **673**

7.2.1 Introdução 673
7.2.2 Conceitos e Objetivos do Monitoramento 673
7.2.3 Implantação de Redes de Monitoramento 674
7.2.4 Monitoramento do Estado Quantitativo 677
7.2.5 Monitoramento do Estado Qualitativo 677
7.2.6 Controle de Qualidade e Interpretação dos Dados 681
7.2.7 Armazenamento dos Dados - Sistemas de Informações 682
7.2.8 Considerações Finais 683
Referências 684

Capítulo 7.3 - Aplicações de Modelos em Hidrogeologia **687**

7.3.1 Introdução 687
7.3.2 Tipos de Modelo 687
7.3.3 Modelo Conceitual 689
7.3.4 Obtenção de Dados 691
7.3.5 Condições de Contorno 693
7.3.6 Método das Diferenças Finitas 694
7.3.7 Noções de Modelos de Transporte de Poluentes 699
7.3.8 Método de Elementos Finitos 700
7.3.9 Estudo de Caso - Aqüífero Cabeças no Vale do Gurguéia-PI 702
7.3.10 Considerações Finais 704
Referências 705

Capítulo 7.4 - Cartografia Hidrogeológica **709**

7.4.1 Introdução 709
7.4.2 Conceituação de Mapa Hidrogeológico 709
7.4.3 Escalas e Elementos dos Mapas Hidrogeológicos 710
7.4.4 Tipos de Mapas 712
7.4.5 Legenda para Mapas Hidrogeológicos 715
7.4.6 Exemplos de Mapas Hidrogeológicos 721
Referências 723

Capítulo 7.5 - Uso e Gestão de Água Subterrânea......725

7.5.1 Introdução...... 725
7.5.2 Os Diversos Tipos de Uso...... 726
7.5.3 Potencialidade Hídrica Mundial e o Uso da Água Subterrânea...... 727
7.5.4 Reutilização da Água...... 730
7.5.5 Recarga Artificial...... 731
7.5.6 Planejamento e Gestão de Recursos Hídricos Subterrâneos...... 732
Referências...... 741

Capítulo 7.6 - Sistemas de Informações em Água Subterrânea......743

7.6.1 Introdução...... 743
7.6.2 Conceitos Básicos sobre Sistemas de Informações...... 743
7.6.3 Conceitos em Bancos de Dados...... 743
7.6.4 Sistemas de Informações sobre Recursos Hídricos...... 744
7.6.5 Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - Siagas...... 747
7.6.6 O Siagas e a Gestão das Águas Subterrâneas...... 758
7.6.7 Extração de Conhecimento em Bases de Dados - Processo KDD...... 758
Referências...... 760

Apêndices 763

Apêndice A - Noções de Cálculo Aplicado......763

A.1.1 Funções de Duas ou Mais Variáveis...... 763
A.1.2 Limites e Continuidade (Vizinhança em um espaço de duas ou mais dimensões)...... 764
A.1.3 Derivadas Parciais...... 766

A.1.4 Diferenciabilidade e Diferenciais...... 767
A.1.5 Plano Tangente e Normal a uma Superfície...... 769
A.1.6 Derivada Dirigida e Gradiente...... 771
A.1.7 Integrais Duplas (Área sob uma curva e a integral definida)...... 774
A.1.8 Integrais Triplas...... 777
A.1.9 Elementos de Análise Vetorial...... 779
A.1.10 Integrais de Linhas...... 780
A.1.11 Áreas de Superfície e Integrais de Superfície...... 784
A.1.12 Divergência e Rotacional (CURL) de um Campo Vetorial no $\mathbf{R}^3$...... 787
A.1.13 Equações Diferenciais Elementares e Problemas de Valor de Contorno 789
Referências...... 792

Apêndice B - Noções de Geoestatística Aplicada......793

A.2.1 Introdução...... 793
A.2.2 Descrição Univariada...... 793
A.2.3 Descrição Bivariada...... 798
A.2.4 Descrição Espacial...... 801
Referências...... 812

Poço Violeta
(Foto: Edgar Shinzato, 2008)

Localizado no município de Cristino Castro, PI, foi perfurado em 1973, no âmbito dos Estudos de Reconhecimento do Vale do Gurguéia, realizados pelo DNOCS através do consórcio OESA-TECNOSOLO-OTI-EPTISA. Projetado pelo hidrogeólogo Hélio Paiva Macedo de França e perfurado pela CPRM, sob a responsabilidade técnica do engenheiro de perfuração Raimundo Bezerra de Medeiros. Atingiu 1.000 metros de profundidade e capta conjuntamente os aqüíferos Serra Grande e Cabeças. Apresentou uma vazão natural de jorro de 970.000 litros / hora com água à temperatura de 57 °C.

Módulo 1

A Água Subterrânea

Capítulo 1.1 - Evolução Histórica do Conhecimento

Capítulo 1.2 - Importância da Água Subterrânea

Capítulo 1.3 - A Água Subterrânea no Brasil

Capítulo 1.1

EVOLUÇÃO HISTÓRICA DO CONHECIMENTO

João Manoel Filho

1.1.1 Introdução

Túneis e poços construídos para captação de água na Pérsia e no Egito, por volta de 800 a.C., comprovam que as águas subterrâneas são aproveitadas pelo homem desde a idade antiga (Tolman, 1937). Portanto, muito antes da compreensão da sua origem, ocorrência e movimento.

Homero, Tales e Platão, antigos filósofos gregos, admitiam a hipótese de que as nascentes eram formadas por água do mar conduzida através de canais subterrâneos para baixo das montanhas, de onde ascendiam até à superfície depois de purificadas. Anaxágoras (500-428 a.C.) reconheceu a importância da chuva como fonte de água para os rios e, mesmo, para o armazenamento da água subterrânea, embora não tenha entendido corretamente a natureza desse armazenamento (Walton, 1970). Aristóteles (384-322 a.C.) reconheceu o caráter cíclico do caminho da água entre a terra e o ar, a evaporação e a condensação e a sua importância na formação da chuva e, ainda, o fato de que parte da chuva contribui para a formação dos rios e parte penetra na terra e reaparece nas nascentes ou fontes.

Não obstante, a importância da evaporação, da precipitação e da infiltração para a origem das águas subterrâneas somente foi claramente explicada no início da era cristã, pelo arquiteto romano Vitruvius, que sugeriu ser a **infiltração** da água de chuva o fenômeno responsável pela acumulação da água no subsolo. O francês Bernard Palissy (1510–1590) também chegou a explicar a origem dos rios e fontes como sendo resultado do que hoje se conhece como ciclo hidrológico: *"a água da chuva que cai no inverno desaparece no verão para voltar novamente no inverno... E quando os ventos empurram esses vapores, as águas precipitam em todas as partes do terreno e quando Deus quer que essas nuvens (que nada mais são do que massas de água) se dissolvam, o vapor se transforma em chuva que cai no terreno."* O trabalho de Palissy foi obscurecido pelas idéias dos filósofos gregos e romanos por ter sido escrito em francês, numa época em que o latim era a língua científica então aceita. (Fetter Jr., 2001). Daí porque, até fins do século XVII, se acreditava que somente a chuva não era suficiente para explicar a água que flui nos grandes rios. Três passos importantes, todavia, contribuíram de maneira notável para o esclarecimento dessa questão.

O passo pioneiro foi dado pelo francês Pierre Perrault (1608-1680), que mediu pela primeira vez a precipitação pluviométrica sobre uma bacia hidrográfica e o volume de água de escoamento superficial correspondente. O experimento foi efetuado na bacia do rio Sena, a montante de Aignay-le-Duc, numa área de drenagem de 122 km^2, sobre a qual obteve, para um período de 3 anos (1668 a 1670), uma precipitação média anual de 520 mm. Enquanto essa lâmina média precipitada correspondia a um volume da ordem de 63 milhões de m^3/ano, a descarga média do rio, registrada no mesmo período, foi de apenas 10 milhões de m^3/ano (aproximadamente 16% da chuva) em Aignay-le-Duc. Ficou assim demonstrado que as chuvas poderiam facilmente garantir o fluxo de água dos rios, de água para as plantas e, ainda, de água para infiltração até profundidades além do alcance das raízes.

Um segundo passo importante foi dado, na mesma época, pelo físico francês Edmé Mariotté (1620-1684), que fez medidas no rio Sena, em Paris, e confirmou o trabalho de Perrault. Dados concretos obtidos por Mariotté para o rio Sena, também em Paris, e publicados em 1686, após a sua morte, comprovaram a teoria da infiltração.

Embora pioneiro da hidrologia, Pierre Perrault foi um advogado que ocupou posições administrativas e financeiras no governo francês e, por isso, não é conhecido nos círculos científicos. Ao que parece, o interesse de Perrault pelas águas subterrâneas, que culminou com a publicação do livro *De l'Origine des Fontaines,* em 1674, foi estimulado pelo físico holandês Christian Huygens, que então morava em Paris e a quem o livro foi dedicado (Todd, 1959). O fato de Perrault não ser conhecido nos meios científicos também parece ter sido a razão pela qual Meinzer (1934) admite que Mariotté, mais do que qualquer outro, provavelmente merece a distinção de ser encarado como o fundador da **hidrologia de águas subterrâneas**, ou talvez de toda a ciência hidrológica. Há, porém, quem considere que foi com o trabalho de Perrault que surgiu a hidrologia (UOP - JOHNSON DIVISION, 1972).

O terceiro passo foi dado com a contribuição do astrônomo inglês Edmond Halley (1656-1742), que demonstrou em 1693, a partir de medições sistemáticas, que a evaporação da água do mar era suficiente para responder por todas as nascentes e fluxos de cursos de água observados nos continentes.

Durante o século XVIII foram estabelecidos os fundamentos geológicos para a compreensão da ocorrência e do movimento das águas subterrâneas. Vallesière destacou, em 1715, a importância de uma camada impermeável como estrato confinante de um sistema de água subterrânea sob pressão. La Métherie, em 1791, ensina que uma parte da chuva e da neve escoa diretamente, uma segunda parte umedece os solos e a partir daí evapora ou alimenta as plantas, e uma terceira parte penetra nos reservatórios subterrâneos, a maiores profundidades, de onde reaparece gradualmente na superfície como fontes ou nascentes.

1.1.2 A Hidrogeologia no Mundo

A palavra hidrogeologia (Mather, 2001) foi criada pelo francês Jean-Baptiste de Lamarck, que há 200 anos escreveu um volume de 268 páginas intitulado *Hydrogéologie* (Lamarck, 1802). Esse termo, porém, foi usado por Lamarck para descrever o papel da água na morfologia da superfície terrestre. O conceito de hidrogeologia como ramo da geologia que estuda a água subterrânea, foi introduzido pelo inglês Joseph Lucas (1877). Esse termo, durante longo tempo, permaneceu ignorado por muitos estudiosos da água subterrânea com formação em engenharia, que sempre preferiram tratá-lo como um ramo da hidrologia. A exemplo de Meinzer (1934, *op.cit.*), que se refere ao assunto como **hidrologia de águas subterrâneas**, autores mais recentes como Custodio & Llamas (1976, 1983) com o clássico **Hidrologia Subterrânea**, em língua espanhola, dão um testemunho vivo dessa preferência. Isso não significa que esses autores façam restrição ao termo **hidrogeologia,** hoje aceito e universalmente usado.

Durante a primeira metade do século XIX, especial interesse pelas águas subterrâneas ocorreu na França, graças a resultados muito favoráveis obtidos com a perfuração de poços tubulares para o abastecimento d'água de comunidades. O engenheiro Henry Darcy (1803-1858), depois de realizar inúmeros experimentos sobre o movimento da água através de colunas de areia, estabeleceu uma fórmula, conhecida como **Lei de Darcy**, que permite expressar a descarga de água, através da areia, por unidade de superfície, em função da condutividade hidráulica do material arenoso e do gradiente hidráulico (Darcy, 1856). Essa lei, discutida em detalhe no capítulo 2.2, constitui a base de muitos métodos de avaliação quantitativa de recursos hídricos subterrâneos.

Sucedendo ao trabalho de Darcy, inúmeras contribuições, com ênfase na hidráulica do aproveitamento das águas subterrâneas, foram feitas por muitos cientistas na segunda metade do século XIX, algumas das quais são aqui destacadas. Por exemplo, ainda na França, Dupuit (1863) foi o primeiro a desenvolver uma fórmula para o fluxo radial estacionário de água subterrânea para um poço em bombeamento. Na Alemanha, A. Thiem (1870) também desenvolveu fórmulas para o fluxo estacionário de água subterrânea para poços e galerias. O austríaco Forchheimer (1886) usando a teoria de funções de variáveis complexas (ver por exemplo, Rothe *et al*., 1951; Milne-Thomson, 1960) introduziu métodos para a solução de problemas de fluxo em uma região **R** do espaço (isto é, problemas de valor inicial e de contorno). Dentre esses métodos, incluem-se a transformação conforme (ver qualquer livro de cálculo avançado) a construção de redes de fluxo e o método das imagens. Ele também foi pioneiro na solução do problema de fluxo subterrâneo numa formação produtora de água limitada por um rio perene e do problema de um poço bombeando uma formação produtora de água submetida a uma recarga uniforme. Na Holanda, Ghyben (1889) estabeleceu as leis do equilíbrio entre a água do mar e a água doce subterrânea. Nos Estados Unidos, King (1892) apresenta informações detalhadas sobre a relação entre carga e movimento da água subterrânea. Slichter (1898) estabelece a relação entre o tamanho efetivo dos grãos da rocha e a permeabilidade intrínseca da mesma.

No século XX, o desenvolvimento da hidrologia das águas subterrâneas cresceu bastante com a participação de muitos europeus e americanos. Na primeira metade deste século, entre muitos outros, destacam-se os trabalhos de Thiem (1906), que desenvolveu um método de campo para determinar a condutividade hidráulica de uma formação produtora de água e a taxa de fluxo, usando um poço de bombeamento e o rebaixamento resultante em poços de observação, e de Meinzer (1923), que avaliou os estudos anteriores no âmbito dos princípios e metodologias de pesquisa, com ênfase nas ocorrências e na distribuição da água subterrânea nos Estados Unidos, elaborando o primeiro manual para especialistas do setor.

Grande expansão teve o desenvolvimento de soluções de problemas bi e tridimensionais de fluxo estacionário para canais e drenos, com os trabalhos de Pavlovsky (1922), Kozeny (1933), Lindquist (1933), Hamel (1934) e Muskat (1935), entre outros. Theis (1935) formulou a primeira solução transiente de fluxo para drenos horizontais. Estudos de fluxo de água subterrânea de solos para drenos foram desenvolvidos por Kirkham (1945), Childs (1945) e Engelund (1951).

No que se refere a fluxo estacionário para poços, De Glee (1930) solucionou o problema do fluxo para um poço numa formação produtora de água, realimentada por uma outra formação produtora superior. A distribuição do potencial hidráulico em torno de um poço parcialmente penetrante foi estudada por Forchheimer (1930), Kozeny (1932) e Muskat (1932). Métodos para determinar perdas de entrada de fluxo para poços foram descritos por Kano (1939), Jacob (1947) e Rorabaugh (1953). A solução analítica da equação do fluxo transiente para um poço, numa formação produtora de água, obtida por Theis (1935), constitui uma das mais importantes contribuições ocorridas no século XX para o desenvolvimento da hidráulica de poços e das estimativas dos recursos de água subterrânea de uma formação confinada (não drenante), numa região.

Modelos reduzidos de fluxo para poços usando tanques de areia foram aplicados por Wyckoff *et al*. (1932), Babbit & Caldwell (1948), Hansen (1952), Childs *et al.* (1953) e Day & Luthin (1954). Modelos de placas paralelas foram usados por Dietz (1944), Moore (1949) e Zanger (1953). Modelos analógicos elétricos foram desenvolvidos para o estudo de problemas complexos de fluxo por Wyckoff *et al*. (1933), Muskat (1935), Babbit & Caldwell (1948) e Zanger (1953).

Hubbert (1940) deduziu a equação experimental de Darcy a partir das equações de Navier-Stokes, introduzindo na sua formulação o conceito de potencial de força e destacando, ainda, os princípios físicos das relações hidrodinâmicas entre água doce e água salgada. Na mesma época, o conceito de coeficiente de armazenamento, nos termos em que é aplicado a uma formação elástica produtora de água, ficou definitivamente esclarecido (Jacob, 1940) e foi investigada a subsidência de terras produzida por explotações de água subterrânea (Tolman & Poland, 1940). Equacionamentos matemáticos de problemas de fluxo regional de água subterrânea foram feitos por Hubbert (1940), Jacob (1945), Werner & Noren (1951) e Ferris (1951). Jacob (1946) formulou soluções transientes para um poço em um aqüífero semi-confinado e para um poço de rebaixamento constante. O uso de métodos numéricos na solução de problemas de fluxo em aqüíferos é discutido por Shaw & Southwell (1941), Yang (1949), Boulton (1951), Kashef *et al*. (1952) e Stallman (1955).

Boulton (1963) desenvolveu um modelo para analisar testes em aqüíferos livres, que foi aperfeiçoado por Prickett (1965). Hantush (1964) apresentou soluções para problemas de fluxo em domínios aqüíferos confinados e semiconfinados, incluindo poços surgentes, poços parcialmente penetrantes, infiltração lateral induzida de rios por poços de bombeamento e poços coletores com drenos horizontais. Walton *et al.* (1967) estudaram, através de modelos analógicos elétricos, problemas de recarga lateral induzida de rios para poços de bombeamento localizados nas margens. Livros textos clássicos, tratando da teoria do fluxo em meios porosos, foram escritos por Muskat (1937), Polubarinova-Kochina (1962) e Bear (1972).

O conhecimento hidrodinâmico dos sistemas de fluxo teve um significativo avanço durante a década de 60. Nesse período, as relações entre águas superficiais e águas subterrâneas foram encaradas do ponto de vista da **análise de sistemas**, estabelecendo-se as bases para a gestão da água subterrânea, usando principalmente modelos analógicos (malhas de resistências e capacitores). Esse tipo de modelo, porém, somente proliferou até o início dos anos 70, quando praticamente desapareceu, substituído pelos modelos digitais, cuja expansão vertiginosa e sofisticação, verificada nos últimos 25 anos, ainda não cessou de crescer.

A partir de 1980, ao lado dos problemas de aproveitamento de água subterrânea para o desenvolvimento, inúmeros casos graves de contaminação de aqüíferos em várias partes do mundo exigiram grandes investimentos na pesquisa e na elaboração de normas e instrumentos legais para controle dessa contaminação. Surgiram, então, no início dos anos 1990, os conceitos de **hidrogeologia física** e **hidrogeologia química** (Domenico & Schwartz, 1990, 1998).

No campo da hidrogeologia física, avanços importantes aconteceram com o desenvolvimento de códigos computacionais modulares tridimensionais, para a solução dos problemas de fluxo. A previsão do comportamento dos aqüíferos, até então avaliada analiticamente em duas dimensões, passou a ser tratada através de simulações numéricas tridimensionais usando diferenças finitas. O exemplo mais notável é o código MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988) do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Desde então, o aparecimento de novos **códigos, modelos** ou **programas,** também chamados **pacotes,** desenvolvidos por inúmeros autores, não cessou de crescer. Tais programas podem funcionar isoladamente ou integrados com o MODFLOW através de arquivos de dados e funcionando como um módulo. Esses módulos podem simular efeitos de poços, rios, drenos, limites dependentes de carga, evapotranspiração, recarga etc.

A hidrogeologia química se desenvolveu quase em paralelo com a hidrogeologia física, haja vista que em 1854, portanto, dois anos antes do experimento de Henry Darcy, na França, sobre o movimento da água nos meios porosos, o médico John Snow - que cinco anos antes havia escrito um trabalho sobre a cólera (Snow, 1849) - controlou uma irrupção da doença em Londres ao retirar a bomba manual de um poço público que identificou como a fonte de transmissão da epidemia. Várias publicações do início do século 20 tratam de problemas de contaminação de água subterrânea por esgotos (McCallie,1905; Matson, 1910) e de contaminação por resíduos de poços de petróleo

(Bowman, 1905). Nos anos 1920 e 1930, diversos trabalhos experimentais foram realizados em campo sobre o deslocamento de contaminantes em aqüíferos (por exemplo, Stiles & Crohurst, 1923; Calvert, 1932).

Durante cerca de 50 anos, aproximadamente de 1930 a 1980, os resíduos industriais dos solventes clorados utilizados na indústria inglesa e americana foram lançados sem controle na superfície no solo. Traduzidos para o português como LFDNA (líquidos de fase densa não aquosa), do inglês DNAPL (*dense non-aqueous phase liquids*), esses compostos produziram considerável contaminação da água subterrânea sem que, aparentemente, os hidrogeólogos se dessem conta disso. De fato, somente em anos mais recentes é que a magnitude dessa contaminação tornou-se evidente. Na Inglaterra, o uso de tricloroeteno ou tricloroetineno (TCE) começou de forma modesta, em 1910, e ampliou-se a partir de 1930. Nos Estados Unidos, o tetracloreto de carbono (CTC) substituiu a gasolina na indústria de limpeza nos anos 1930, tornando-se o solvente mais usado até os anos 1960, quando o tricloroetano (TCA) substituiu o TCE. Com a expansão industrial decorrente da segunda guerra mundial, a produção de solventes cloratos foi ampliada. Em 1950, foram introduzidos na Inglaterra os solventes tetracloroeteno (PCE) e tetracloreto de carbono (CTC) cuja toxicidade logo levou à sua retirada do mercado. Nessa época, a proteção ambiental não era uma prioridade e até resíduos industriais contendo metais pesados chegaram a ser lançados, na área de *Long Island*, Nova York, em lagoas de infiltração conectadas com aqüífero pouco profundo e permeável, produzindo contaminação da água subterrânea por cádmio e cromo dissolvidos (Feter Jr., *op.cit.*). Outras contaminações por cromo descritas por Davids & Lieber, 1951 e por Lieber & Welsch, 1954, comprovaram que a água subterrânea contaminada pode se deslocar por centenas de metros em um aqüífero.

Até os anos 1960, a questão (hoje do domínio da hidrogeologia química) de saber se a água subterrânea era ou não significativamente afetada por **resíduos orgânicos**, era estudada observando apenas os esgotos e materiais similares. Considerados como os poluentes mais fáceis de serem eliminados pelos processos naturais (separação, filtração, diluição, oxidação e reações químicas), os **orgânicos** receberam pouca atenção até essa época. Os químicos analistas se concentravam nos alc-benzeno sulfonados (ABS), detergentes e pesticidas orgânicos como o DDT e o aldrin. Devido à sua falta de gosto ou odor e à sua maior densidade em relação à água, os DNAPLs permaneceram descartados como contaminantes da água subterrânea. Os seus resíduos eram simplesmente lançados na superfície do solo, na crença de que a alta volatilidade dos vários solventes os transferia para a atmosfera, quando na verdade o que acontecia é que a difusão gasosa e a infiltração induziam a migração dos DNAPLs para a sub-superfície.

Estudos de 1984 – 1985, na Inglaterra, revelaram ampla contaminação de águas subterrâneas por solventes, com teores acima de 1 mg/L em muitas áreas. O mesmo foi observado na Califórnia, em 1980, quando um programa de monitoramento de qualidade da água para fins de abastecimento público descobriu contaminações por tricloroetileno (TCE) e tetracloroetileno (PCE) que levaram à interdição de 20 poços num raio de 10 km. Não é, portanto, sem razão que nos últimos 20 anos as atenções se voltaram para a contaminação das águas subterrâneas por resíduos industriais perigosos, chorumes de depósitos de lixo urbano, derramamentos de petróleo, atividades agrícolas (usuárias de fertilizantes, pesticidas, herbicidas) e, ainda, resíduos radioativos depositados em formações geológicas profundas.

De 1994 a 2001, o desenvolvimento de ferramentas computacionais para o tratamento de problemas ligados à hidrogeologia química, foi bastante intenso. Em 1995, a Usepa – Agência de Proteção Ambiental dos Estados Únicos – apresentou o primeiro protótipo do código RT3D (*Reactive Transport in 3-Dimensions*), que em 1998 (Clement, 1998) foi transferido para a indústria como *software* de domínio público e integrado com outras interfaces gráficas de programas comerciais modulares.

Todavia, nos últimos 15 anos (1993 - 2008) foram identificados vários tipos de processos microbiológicos com potencial para uso na remediação de compostos de petróleo (por exemplo, benzeno, tolueno, xyleno) e de solventes clorados (PCE, TCE, TCA). Até agora, porém, não foi possível tirar proveito de tais processos para obter um sistema viável de remediação. Como se vê, a modelagem da composição química da água subterrânea, do movimento e dispersão de fluidos miscíveis e de contaminantes na zona não saturada e nos aqüíferos (zona saturada), apesar do espetacular desenvolvimento que apresentou na última década, ainda precisa superar dificuldades, associadas à definição dos problemas, coleta de dados e conhecimentos básicos.

Não resta dúvida que o notável desenvolvimento da engenharia de *software* e da microeletrônica em muito facilitaram as soluções dos problemas físicos e químicos de águas subterrâneas, através dos computadores. Isso, porém, não significa que, dado um certo problema, se possa ir diretamente ao microcomputador, usando um programa comercial supostamente concebido para resolver a questão, e esperar uma solução consistente apertando simplesmente alguns botões. O usuário precisa ter experiência no uso do microcomputador, conhecer profundamente o programa que vai usar e, sobretudo, **entender o problema que deseja solucionar**, o qual deve ser apresentado como um modelo conceitual. Além disso, depois de solucionado, esse modelo precisa ser **validado**, ou seja, ter as suas previsões comprovadas por registros das “respostas” do aqüífero.

1.1.3 A Hidrogeologia no Brasil

No Brasil, durante a primeira metade deste século, as ações desenvolvidas, em termos de hidrologia de águas subterrâneas, concentraram-se na região Nordeste e ficaram praticamente restritas à perfuração de poços. Essa atividade esteve geralmente atrelada a programas esporádicos (ditos emergenciais) de combate às secas e, sempre, sem muita preocupação com a execução de estudos básicos para avaliação de recursos disponíveis e planejamento de uma política permanente de administração e uso da água, capaz de garantir uma convivência produtiva do nordestino com a sua terra sem o estigma da seca. Em paralelo com a perfuração de poços, e de maneira igualmente descontínua, desordenada e desvinculada de uma política global de águas para a região, muitos açudes de pequeno, médio e grande portes foram construídos.

O esforço foi enorme e conduzido inicialmente pela IFOCS - Inspetoria Federal de Obras Contra as Secas, posteriormente transformada no DNOCS - Departamento Nacional de Obras Contra as Secas. Enquanto puderam contar com os necessários recursos de parte do governo federal, esses órgãos conseguiram implantar uma infra-estrutura de observações pluviométricas e hidrométricas que muito contribuiu para o planejamento e a execução das grandes obras realizadas. Poucas, todavia, foram as publicações técnico-científicas resultantes de toda essa atividade. Uma grande massa de informação parece ter permanecido sem análise ou sob a forma de relatórios técnicos inéditos, muitos dos quais se perderam no tempo, por conta de sucessivas mudanças de sede, e os arquivos do IFOCS-DNOCS, por falta de centralização, acabaram ficando disseminados entre Rio de Janeiro, Recife e Fortaleza sem que se saiba até que ponto foram perdidas informações (Dubreuil, 1964).

De acordo com o que restou dos referidos arquivos, tudo indica que até 1950, o trabalho mais significativo, no domínio da hidrologia de superfície, é o de Aguiar (1939), que desenvolveu uma fórmula empírica para avaliação de deflúvios em bacias hidrográficas desprovidas de dados fluviométricos, a partir da precipitação média, e que foi utilizado durante décadas por engenheiros e técnicos nordestinos. No tocante à hidrologia subterrânea, os trabalhos existentes são expeditos e realizados por engenheiros e geólogos não especializados, quase sempre a partir de viagens de reconhecimento regional. Mesmo assim, são de valor inestimável como fonte de informação, principalmente qualitativa, merecendo destaque os trabalhos de Warming (1913) e Small (1914), para a IFOCS, na região Nordeste, e de Kegel (1955) sobre as águas subterrâneas do Piauí, para o DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. Dadas as circunstâncias, não seria razoável, na primeira metade do século, esperar maior progresso técnico do que o alcançado no monitoramento e na análise de dados hidrológicos e hidrogeológicos, na medida em que essa tarefa ainda hoje continua sendo difícil.

Com a criação da Sudene - Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste, começou, a partir de 1960, um ciclo de missões de cooperação técnica internacional, para estudo dos recursos naturais da região e formação de recursos humanos, dando início ao desenvolvimento da hidrogeologia brasileira. Os trabalhos de perfuração de poços passaram a ser conduzidos por pessoal especializado e deram lugar a muitos estudos de caráter exploratório e de semidetalhe. A execução de testes de produção de poços passou a ser conduzida obedecendo a uma metodologia universal. No período de 25 anos, decorrido entre 1960 e 1985, inúmeros programas de perfuração intensiva de poços resultaram na construção de milhares de unidades. Esse trabalho foi realizado principalmente pela Sudene, através da Conesp - Companhia Nordestina de Sondagens e Perfurações, e pelos governos estaduais, através das suas respectivas companhias de perfuração de poços, notadamente CERB - Companhia de Engenharia Rural da Bahia, na Bahia; Cisagro - Companhia Integrada de Serviços Agropecuários, em Pernambuco; SOEC - Secretaria de Obras do Estado do Ceará, hoje Sohidra - Superitendência de Obras Hidráulicas, no Ceará; Casol - Companhia de Águas e Solos, depois CDM - Companhia de Desenvolvimento Mineral, no Rio Grande do Norte e CDRM - Companhia de Desenvolvimento de Recursos Minerais, na Paraíba.

Nos últimos dez anos, por conta das dificuldades econômicas que afetaram o país, o ritmo dos programas de perfuração de poços na região semi-árida nordestina sofreu uma certa desaceleração. Em nenhum momento, porém, chegou a sofrer uma completa solução de continuidade e muitos poços foram e ainda continuam sendo perfurados no cristalino.

Como trabalhos de base destacam-se, na hidrologia superficial, o de Pioger (1964), e na hidrologia subterrânea o **Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste**, na escala 1:500.000, previsto para cobrir toda a área de jurisdição da Sudene (1.600.000 km^2). Este trabalho, pioneiro no país e na América Latina, descreve de maneira sistemática os aqüíferos da região, avaliando as suas potencialidades e disponibilidades hídricas em termos de quantidade e qualidade para diversos usos.

A partir dos anos 70, ações semelhantes foram desenvolvidas no Sul e Sudeste do país, nos estados de Minas Gerais pelo Cetec - Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, em São Paulo pelo DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica e IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas, e no Paraná pela SURHEMA. Nos anos 80, a exemplo do que já

acontecera em algumas ocasiões no passado, a atividade hidrogeológica no país foi progressivamente arruinada em praticamente todos os organismos ligados ao setor.

No Nordeste, por exemplo, a descontinuidade do trabalho da Sudene e dos órgãos estaduais ligados ao desenvolvimento das águas subterrâneas é responsável pela precariedade de conhecimentos que ainda caracteriza a hidrogeologia da região. A falta de uma instituição estruturada para estabelecer e difundir, junto aos órgãos que atuam na perfuração de poços, normas e procedimentos técnicos uniformes de execução de testes, de coleta e arquivamento de dados hidrogeológicos, em caráter permanente, é uma conseqüência da falta de prioridade dos governos com o setor hídrico regional. Prova disso é que, até hoje, ainda não existem políticas claras de desenvolvimento e de gerenciamento de águas subterrâneas no Nordeste, embora ninguém ignore que os insumos necessários para isso sejam os estudos hidrogeológicos e as informações de boa qualidade sobre os aqüíferos regionais.

Nos últimos anos, todavia, com os Planos Estaduais de Recursos Hídricos que estão sendo concebidos e implantados em diversos estados da federação, renascem, mais uma vez, as esperanças de novos progressos na hidrogeologia, tanto em termos de métodos exploratórios como em termos de métodos de explotação e de gerenciamento das águas subterrâneas.

Referências

AGUIAR, F. G. **Estudos hidrométricos do Nordeste brasileiro.** Rio de Janeiro: IFOCS, 1939. (Bol. 12).

BABBIT, H. E.; CALDWELL, D. H. The free surface around an interference between gravity wells. **Univ. Ill. Bull.,** v. 45, n. 30, 1948.

BEAR, J. **Dynamics of fluids in porous media.** New York: Elsevier. 1972. 764 p.

______. **Hydraulics of groundwater.** New York: McGraw-Hill. 1979. 567p.

BOULTON, N. S. The flow pattern near a gravity well in a uniform water-bearing medium. **Journal Institution of the Civil Engineers**, Londres, n. 64, p. 534, 1951.

BOULTON, N. S. Analysis of data from nonequilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. **Proceedings of the Institution of Civil Engineers,** Londres, n. 26, p. 469-482, 1963.

BOWMAN, I. **Disposal of oil well wastes at Marion, Indiana**. Washington: U.S.G.S., 1905. v. 113, p. 36-49. (Water Supply Paper).

CALVERT, C. K. Contamination of groundwater by impounded garbage waste. **Journal American Water Works Association**, New York, v. 24, p. 266-276, 1932.

CHILDS, E. C. The water table, equipotentials and streamlines in drained land. **Soil Science,** Baltimore, v. 59, 1945.

CHILDS, E. C.; COLE, A. H.; EDWARDS, D. H. The measurement of the hydraulic permeability of saturated soil in situ. II. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, Londres, v. 216, n. 1.124, p. 72-89, jan. 1953.

CLEMENT, T. P. **RT3D - A modular computer code for simulating reactive multi-species transport in 3-dimensional groundwater systems**. Richland, Washington: Battelle Pacific Northwest National Laboratory, 1998.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. **Hidrología subterránea** 2. ed. [Barcelona]: Omega, 1983. 2 v.

DARCY, H. **Les fontaines publiques de la ville de Dijon** Paris: [s.n], 1856.

DAY, P. R.; LUTHIN, J. N. Sand model experiments on the distribution of water-pressure under an unlined canal. **Proceedings, Soil Science Society of America,** Madison, Wis., v. 18, n. 2, 1954.

DAVIDS, H. W.; LIEBER, M. Underground contamination by chromium waste. **Water & Sewage Works,** Chicago, v. 98, n. 12, p. 528-534, 1951.

DE GLEE, G. J. **On groundwater currents through draining by means of wells.** 1930. Tese (Doutorado)-Technische Hogeschool te Delft, [S.I.], 1930.

DIETZ, D. N. Ervaringen met modelonderzoek in de hydrologie. **Water,** [S.I.], n. 3, 1944.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. **Physical and Chemical Hydrogeology.** New York: John Wiley & Sons, 1997.

DUBREUIL, P. **Estudo geral de base do vale do Jaguaribe:** monografia hidrológica. Recife: Sudene, 1964.

DUPUIT, J. **Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables.** 2. ed. Paris: Dunod, 1863.

ENGELUND, P. Mathematical discussion of drainage problems. **Danish Acad. Tech. Sci. Trans. Bull.** 3, [S.I.], 1951.

FERRIS, J. G. **Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility.** [Bruxelles]: Union Géodesique et Geophysique Internationale; Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, 1951.(Assemblée Génerale de Bruxelles, v. 2).

FETTER Jr., C. W. **Applied hydrogeology**. 4th ed. New York : Prentice Hall, 2001.

FORCHHEIMER, P. **Uber die ergiebigkeit von brunnenanlagen und sickerschlitzen**, **Zeitschrift**

des Architekten und Ingenieur- Verein, Hannover, v. 32, n. 7, 1886.

FORCHHEIMER, P. **Hydraulik.** Berlin: B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, 1930.

GARDUÑO, H.; ARREGUIN-CORTES, F. **Efficient water use.** Montevidéo: UNESCO; ROSTLAC, 1994. 379p.

GHYBEN, W. B. Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam. **K. Inst. Ing. Tydschr.**, [S.I.], 1889.

HAMEL, G. Uber grundwasserstromung. **Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik,** Weinheim, v. 14, 1934.

HANSEN, V. E. Complicated well problems solved by the membrane analogy. **Transactions, American Geophysical Union**, [Washington], v. 33, n. 6, 1952.

HANTUSH, M. S. Hydraulics of wells. **Advances in hydroscience,** New York, n. 1, p. 282-432, 1964.

HABERMEHL, M. A. Ground water in Australia. In: CONGRESS OF INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROGEOLOGISTS, 18. , 1985. [**Proceedings...**]. [S.I.: s.n.], 1985. v. 28, n. 1, p. 31-52.

HUBBERT, M. K. The theory of groundwater motion. **The Journal of Geology,** Chicago, v. 48, n. 8, 1940.

JACOB, C. E. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. **Transactions, American Geophysical Union,** Washington, pt. 2, p. 574-586, 1940.

JACOB, C. E. Correlation of groundwater levels and precipitation on Long Island. **Water Power and Control Comm. Bull. GW-14,** New York, 1945.

JACOB, C. E. Radial flow in a leaky artesian aquifer. **Transactions, American Geophysical Union,** Washington, v. 27, n. 2, p. 198-208, 1946.

JACOB, C. E. Drawdown test to determine effective radius of artesian well. **Proceedings of the American Society of Civil Engineers**, Reston, VA, v. 112, 1947.

KANO, T. Frictional loss of head in the wall of a well. **Japanese Journal of Astronomy and Geophysics,** Tokyo, n. 1, 1939.

KASHEF, A. I.; TOULOUKLAN, Y. S.; FADUM, R. E. Numerical solutions of steady and transient flow problems. **Purdue Univ. Exp. Sta. Bull**., [S.I.], v. 36, ser. 117, 1952.

KEGEL, W. Água subterrânea no Piauí. **Boletim DNPM. Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n,156, 1955.

KING, F. H. **Observations and experiments on the fluctuations in level and the rate of movement of groundwater on the Wisconsin Agricultural.** [S.I.: s.n.], 1892.

KIRKHAM, D. Artificial drainage of land, streamline experiments, the artesian basin - III. **Transactions, American Geophysical Union,** [Washington, v. 26, n. 3, 1945.

KOZENY, J. Hydrologische grundlagen des draversuchs. **Commun. Trans. Intern. Soc. Soil Sci., 6th,** Groningen., 1932.

KOZENY, J. Theorie und berechnung der brunnen. **Wasserkraft und Wasserwirtschaft,** Munchen, v. 28, [19].

LAMARCK, J. B. **Hydrogéologie.** Paris : Musée d´Histoire Naturelle (Jardin des Plantes), 1802. 268 p.

LIEBER, M.; WELSCH, W. F. Contamination of groundwater by cadmium. **Journal of American Water Works Association**, New York, v. 46, p. 541-547, 1954.

LINDQUIST, E. On the flow of water through porous soil. **Repts. First Cong. Large Dams,** Stockholm, 1933.

LUCAS, J. Hydrogeology: one of the developments of modern practical geology. **Trans. Inst. Surveyors,** [S.I.], v. 9, p. 153-184, 1877.

MATSON, G. C. **Pollution of underground waters in limestone**. Washington: U.S. Geological Survey, 1910. p. 48-56. (Water Supply Paper 258).

McCALLIE, S. W. **Experiment relating to problems of well contamination in Quitman, Geórgia.** Washington: U.S. Geological Survey, 1905. p. 45-54. (Water Supply Paper 110).

MEINZER, O. E. **The occurrence of groundwater in the United States**. Washington: U.S. Geological Survey, 1923.

MEINZER, O. E. The history and development of ground-water hydrology. **Journal of the Washington Academy of Sciences,** Washington, v. 24, p. 6-32, 1934.

MOORE, A. D. Fields from fluid flow mappers. **Journal of Applied Physics,** New York, v. 20, 1949.

MUSKAT, M. 1932. Potential distributions in large cylindrical disks with partially penetrating electrodes. **Physics,** [S.I.], v. 2, 1932.

MUSKAT, M. Seepage of water through dams with vertical faces. **Physics,** [S.I.], v. 6, 1935.

MUSKAT, M. **The flow of homogeneous fluids through porous media.** New York: McGraw Hill, 1937. 763 p.

ORGANIZATION FOR ECONOMIC CO-OPERATION AND DEVELOPMENT. **Water ressources management-integrated policies.** Paris, 1989. 199 p.

PAVLOVSKY, N. N. **Teoriia dvizheniia gruntovykh vod pod gidrotekhnicheskini seeruzeniaimi.** Leningrad : [s.n.], 1922.

PIOGER, R. **Ressources en eau du nord-est du Brésil: les eaux fluviales; hidrologie et geometrie comparées des reservoirs et politique de l 'eau**. Recife: Sudene, 1964. 187 p.

POLUBARINOVA-KOCHINA, P. **Theory of groundwater movement.** Tradução R. J. M. de Wiest. Princeton, N.J.: Princeton University Press, 1962.

REBOUÇAS, A. C. **Diagnóstico do setor hidrogeo-logia.** São Paulo: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 1996. 46 p.

RORABAUGH, M. I. Graphical and theoretical analysis of step drawdown test of artesian well. **Proceedings, American Society of Civil Engineers,** Reston, VA, v. 79, 1953.

SHAW, F. S.; SOUTHWELL, R. V. Relaxation methods applied to engineering problems, pt. 7: problems relating to the percolation of fluids through porous materials. **Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences**, Londres, v. 178, part. 7, 1941.

SLICHTER, C. S. **Theoretical investigations of the motion of groundwaters**. Washington: U.S. Geological Survey, 1898. 19th Anniversary Report, part 2.

SMALL, H. L. **Geologia e suprimento d'água subterrânea no Piauí e parte do Ceará.** Rio de Janeiro: Inspetoria de Fiscalização de Obras Contra as Secas, 1914. Publicação 32.

SNOW, J. On the mode of communication of cholera. **London Medical Gazette**, Londres, v. 44, p. 730-732, 1849.

SOLLEY, W. B.; PIERCE, R. R.; PERLMAN, H. A. **Estimated use of water in the United States in 1990.** Washington: U. S. Geological Survey, 1993. Circular 1081.

STALLMAN, R. W. Numerical analysis of regional water levels to define aquifer hydrology. **Transactions, American Geophysical Union,** Washington, v. 36, n. 3, 1955

STILES, C. W.; CROHURST, H. R. Principles underlying the movement of E. Colin groundwater with the resulting pollution of wells. **Public Health Report**, [S.I.], v. 38, p. 1350, 1923.

THEIS, C. V. **The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage**. Washington: Transactions American Geophysical Union, 1935. 16th Anniversary Meeting, part 2.

THIEM, A. Die ergiebigkeit artesischer bohrlocher, schachtbrunnen, und filtergallerien. **J. Gasbeleuchtung Wasserversorgung**, Munich, v 14, 1870.

THIEM, G. **Hydrologische methoden.** Leipzig: J. M. Gephardt, 1906.

TODD, D. K. **Ground water hydrology.** New York: John Wiley, 1959. 332 p.

TOLMAN, C. F. **Ground water.** New York: McGraw Hill, 1937. 593 p.

TOLMAN, C. F.; POLAND, J. F. **Ground-water, salt-water infiltration and ground-surface recession in Santa Clara Valley, Santa Clara County, Calif.** Washington: Transactions American Geophysical Union, 1940. 21st Anniversary Meeting, part. 1.

UNESCO. **Ground water.** Paris, 1992.

UOP - JOHNSON DIVISION. **Ground Water and Wells**. St. Paul, MN, 1972. 482p.

WALTON, W.; HILLS, D. L.; GRUNDEEN, G. M. **Recharge from induced streambed infiltration under varying ground-water level and stream conditions.** [S.I.]: Minn. Water Resources Center. 1967. Bulletin 16.

WALTON, W. **Groundwater Resource Evaluation.** New York: McGraw Hill, 1970. 664p.

WARMING, G. A. **Suprimento de água no Nordeste do Brasil.** 2. ed. [S.I]: DNOCS; Insp. Fisc. Obras Contra as Secas, 1954. Boletim 6.

WERNER, P. W.; NOREN, D. Progressive waves in non-artesian aquifers. **Transactions, American Geophysical Union,** Washington, v. 32, n. 2, 1951.

WIENER, A. **The role of water in development.** New York: McGraw-Hill, 1972. 483p.

WYCKOFF, R. D.; BOTSET, H. G.; MUSKAT, M. Flow of liquids through porous media under the action of gravity. **Physics,** [S.I.], v. 3, 1932.

WYCKOFF, R. D.; BOTSET, H. G.; MUSKAT, M. The mechanics of porous flow applied to water flood-ing problems. **Transactions Society of Petroleum Engineers of AIME,** [S.I.], v. 103, 1933.

YANG, ST. T. **Seepage toward a well analysed by the relaxation method.** Tese (Doutorado) - Harvard University, [Boston], 1949.

ZANGER, C. N. Theory and problems of water percolation. **U.S. Bur. Recl. Eng. Mon.**, [S.I.], n. 8. 1953.

Capítulo 1.2

IMPORTÂNCIA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA

Aldo da Cunha Rebouças

1.2.1 Introdução

À medida que cerca de 97,5% dos 1.386 milhões km³ do volume total de água da Terra formam os oceanos, diz-se, com freqüência, que esta é muito pobre de água doce. Entretanto, os dados da UNESCO/PHI (2003), mostram que os processos naturais de transformação da água salgada dos oceanos, principalmente, engendram uma descarga de longo período de água doce nos rios da Terra da ordem de 43.000 km³/ano.

Sendo a demanda total de água da humanidade, atualmente, da ordem de 14% desta vazão – 70% irrigação, 20% indústrias e 10% consumo doméstico – plagiando Mahatma Gandhi (1869-1948) diria que não há falta de água doce no mundo para satisfazer todas as necessidades da humanidade, mas não o bastante para atender os grandes desperdícios e degradação da qualidade em níveis nunca imaginados, tanto na agricultura, quanto nas cidades.

A água que circula invisível pelo subsolo da Terra e deságua nos seus rios durante o período que não chove – 13.000 km³/ano - constitui a contribuição do manancial subterrâneo. Ela resulta, principalmente, da infiltração nos terrenos onde foram esculpidas as respectivas bacias hidrográficas de parcela das águas precipitadas da atmosfera na forma de chuva, neblina ou neve.

Certamente, pelo fato da utilização das águas subterrâneas ser, relativamente, mais barata e as obras não serem tão fotogênicas quanto as barragens e estações de tratamento construídas para utilização das águas de superfície, o manancial subterrâneo tem sido, freqüentemente, omitido nos planos de gerenciamento de recursos hídricos de uma área. Não obstante, o manancial subterrâneo constitui o maior volume de água doce que ocorre na Terra na forma líquida, da ordem de 10,3 milhões km³, enquanto os rios e lagos acumulam cerca de 104 mil km³.

Sobre mais de 90% do território brasileiro os rios nunca secam, indicando que a infiltração das chuvas que caem nestes domínios é importante. Caso contrário, diz-se que os rios têm regime de fluxo temporário, ou seja, praticamente secam durante os meses do ano em que não chove na respectiva bacia hidrográfica. Esta é a situação nos rios do Nordeste semi-árido do Brasil, cujas bacias hidrográficas foram esculpidas nos terrenos cristalinos subaflorantes e, praticamente, impermeáveis.

Por outro lado, a importância da água subterrânea para consumo doméstico, principalmente, decorre do fato de poder ser captada no meio urbano, no terreno do condomínio privado ou da indústria que abastece. Tendo em vista que o material aqüífero não saturado, através do qual a água infiltra, funciona como um verdadeiro filtro e reator bio-geoquímico de depuração, a água subterrânea é protegida dos agentes de degradação da sua qualidade. Assim, uma obra de captação mal construída representa um verdadeiro foco de contaminação da água subterrânea.

Todavia, desde a década de 1970, graças aos progressos das técnicas de construção de poços, às crescentes performances das bombas e à expansão da oferta de energia elétrica, já não há água subterrânea profunda ou confinada inacessível aos meios tecnológicos disponíveis nos países desenvolvidos, principalmente, e na maioria dos em desenvolvimento.

Entretanto, o uso descontrolado atual da água subterrânea no Brasil vem engendrando sérios impactos nos sistemas naturais de fluxos subterrâneos e problemas de recalque diferenciado do subsolo.

1.2.2 Gestão de Ofertas *versus* Demandas

Até a década de 60, o modelo predominante de utilização da água, no mundo, em geral, e no Brasil, em particular, era a gestão da oferta. Por sua vez, há cerca de 30 anos, com a entrada em operação do Sistema Cantareira, em São Paulo, o maior do mundo à época destinado ao abastecimento humano, passou-se a medir esta oferta não mais em L/s, mas em termos de m³/s. Inaugurava-se, também, a consideração do uso múltiplo da água, uma vez que, pela primeira vez, tinha-se que garantir a sua oferta para abastecimento de uma cidade e não mais somente para geração de energia.

Na 1ª Conferência das Nações Unidas sobre Desenvolvimento e Ambiente, relizada em Estocolmo no ano de 1972, os povos presentes tomaram conhecimento de que o ambiente não poderia continuar suportando os impactos que eram engendrados pelo progresso que a humanidade vinha usufruindo nos países desenvolvidos, sobretudo, e no mundo, em geral.

A partir da 2ª Conferência das Nações Unidas – Rio-92, ficou claro que o componente do ambiente mais seriamente atingido era a água e a sua oferta já não poderia ser garantida sem considerar os aspectos ambientais e da gestão das demandas. Seria necessário considerar o seu uso ser cada vez mais integrado – águas que fluem visíveis pelos rios, águas que fluem invisíveis pelo subsolo e, principalmente, o reúso eficiente da água. Assim, foi aprovada pela mais numerosa Assembléia das Nações Unidas já realizada no mundo a Agenda 21, a qual estabelece a percepção política das nações de que a gestão das demandas ambientais, em geral, e da água, em especial, é a alternativa mais barata e única viável, contra os problemas de escassez local e ocasional de água, por exemplo.

Dessa forma, desde a última década do século passado nos países desenvolvidos, em lugar da tradicional idéia de gestão da oferta da água como única solução aos problemas hídricos, passou-se a praticar a gestão das demandas como a alternativa mais barata. Em outras palavras, verificou-se que realizar o uso cada vez mais eficiente da gota d'água disponível, tanto nas cidades, quanto na agricultura, por exemplo, era mais importante do que continuar ostentando sua abundância ou escassez.

Assim, nos países relativamente mais desenvolvidos do mundo, tornou-se crescente o número de casos em que a extração das águas subterrâneas para abastecimento humano, principalmente, é a alternativa mais barata, à medida que pode ser utilizada, quando captada de forma adequada, sem grandes investimentos para transporte ou tratamento prévio.

Por sua vez, a gestão integrada da gota d'água disponível – tanto daquela que flui visível pelos rios, quanto daquela que circula invisível pelo subsolo ou de reúso da água, tem sido a forma mais barata para solucionar problemas de escassez local e ocasional de água.

Além disso, ao definir os Objetivos de Desenvolvimento do Milênio das Nações Unidas e do Encontro Mundial sobre o Desenvolvimento Sustentável (*Johannesburg*, 2002), a comunidade internacional compreendeu que poderia diminuir pela metade o número de pessoas no mundo que não tem acesso à água potável e ao saneamento básico até 2015. Para que tais objetivos sejam atingidos, fica caracterizado que a redução dos desperdícios nas cidades e na agricultura, em lugar da tradicional gestão da oferta, seria uma alternativa mais racional a ser adotada.

Assim, as alterações introduzidas pela Constituição de 1988 no arcabouço legal e institucional vigente no Brasil, desde o Código de Águas de 1934, passaram a ter uma grande importância, à medida que, a partir de 1988, todo corpo de água no Brasil é de domínio público, da União ou das Unidades da Federação.

Isto significa que, a partir de 1988, as águas no Brasil já não podem ser utilizadas livremente pelo indivíduo. Considerando que a parte mais sensível do corpo humano é o "bolso", a cobrança pelo direito de uso da água como instrumento de gestão tem seu fundamento. Entretanto, a prática desta legislação é muito difícil e confusa, a começar pelos rios que são drenos naturais das águas superficiais e subterrâneas. Desta forma, como os rios não separam territórios de países ou de Unidades da Federação, mas os unem, não se pode pensar em aplicar regras diferentes de uso e conservação das suas águas.

1.2.3 A Gestão Integrada das Águas

As questões relativas à fonte dos investimentos necessários, mesmo os iniciais estimados, da ordem de US$ 12,6 bilhões, continuam sem respostas. O financiamento dos Objetivos do Milênio provavelmente será um dos maiores desafios que a comunidade internacional terá de enfrentar nos próximos 15 anos. Certamente, fatores culturais complicam ainda mais as dificuldades logísticas e financeiras da provisão de serviços de saneamento básico adequados.

A Lei Federal Nº 9.433/97 instituiu o Sistema Nacional de Gerenciamento dos Recursos Hídricos, criou o Conselho Nacional de Recursos Hídricos e o seu texto proclama, com muita clareza, os princípios básicos praticados, hoje, em quase todos os países desenvolvidos, que avançaram na gestão integrada de suas águas. Entretanto, ênfase especial sempre foi dada às águas que fluem visíveis pelos rios, ou o *Blue Water Flow* (Figura 1.2.1).

Assim, o seu primeiro princípio é o da adoção da bacia hidrográfica como unidade de planejamento. No entanto, a bacia hidrográfica, segundo o seu conceito holístico, não exclui a tomada em consideração das águas que infiltram e dão suporte ao desenvolvimento da cobertura vegetal ou *Green Water Flow* (Figura 1.2.2), as águas subterrâneas ou *Gray Water Flow* (Figura 1.2.3) e as águas de reúso, as quais não foram sequer mencionadas na Lei Federal 9.433/97, devido à cultura da abundância de água no Brasil, certamente.

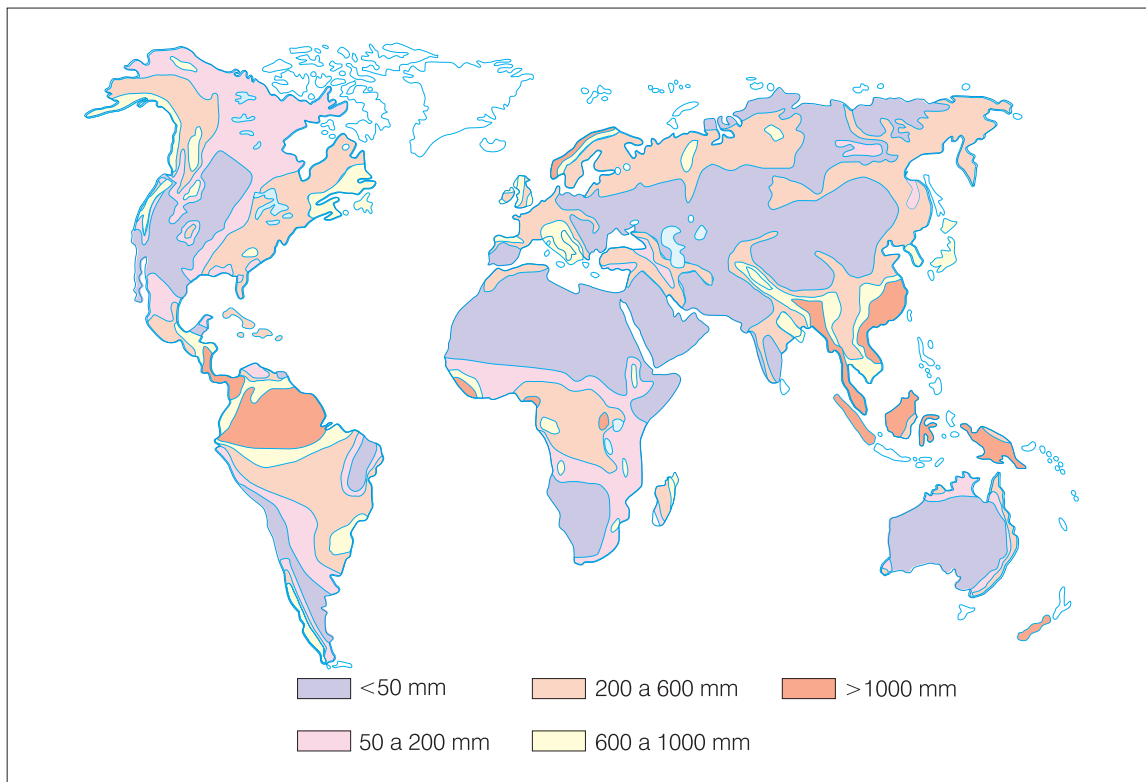



Figura 1.2.1 - Os fluxos de água dos rios (modificado de World Resources Institute, 1990 -1991, A Guide to the Global Environment, Chap. 10, p. 168).

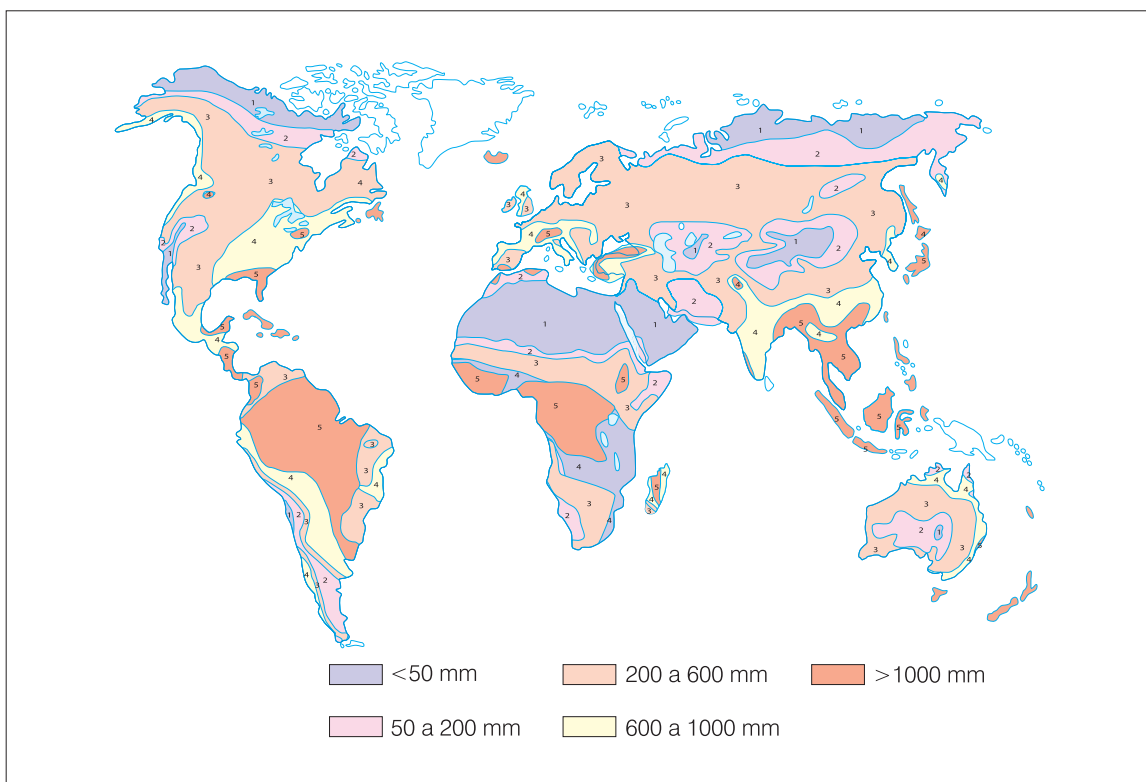



Figura 1.2.2 - As águas nos solos (modificado de World Resources Institute, 1990 -1991, A Guide to the Global Environment, Chap. 10, p. 169).

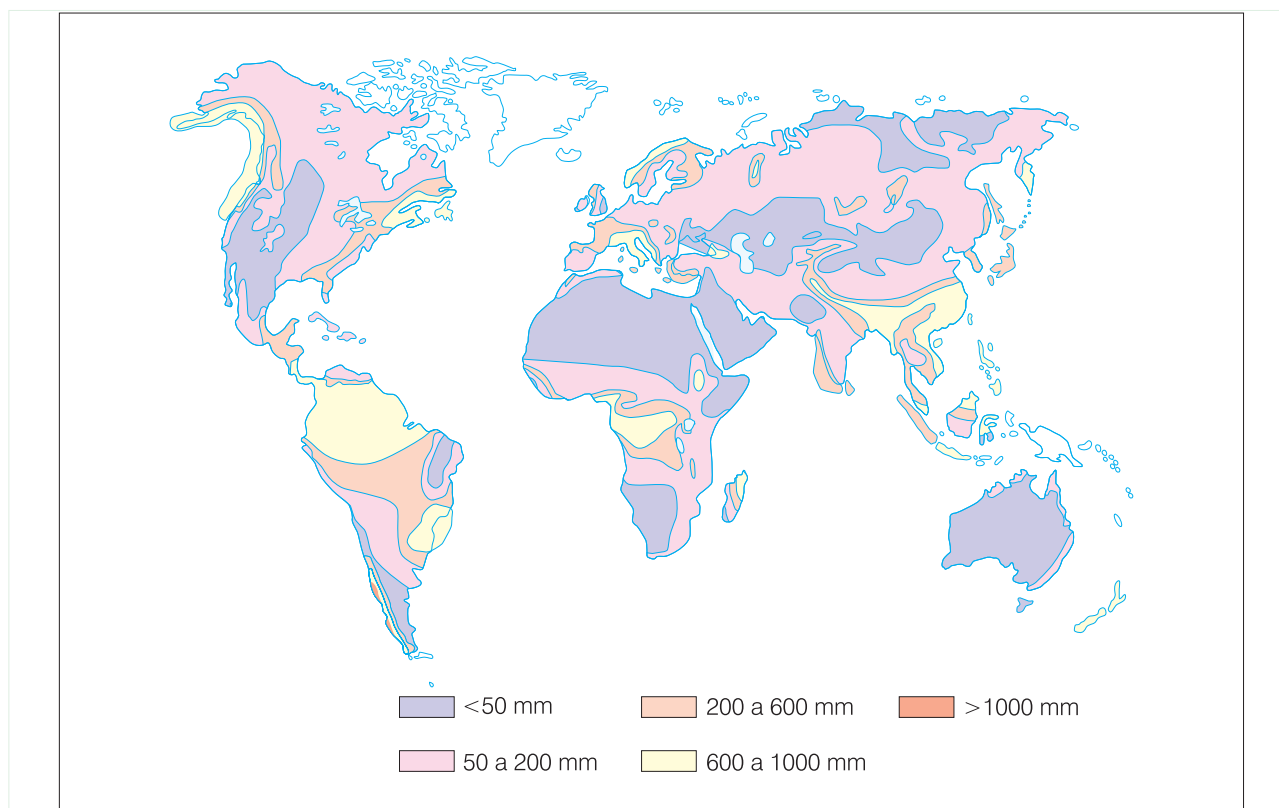



Figura 1.2.3 - As águas nos aqüíferos (modificado de World Resources Institute, 1990 -1991, A Guide to the Global Environment, Chap. 10, p. 169).

Neste quadro, vale destacar que sobre mais de 90% do território brasileiro a precipitação fica entre 1.000 mm/ano e mais de 3.000 mm/ano, os rios nunca secam, os recursos de solos são grandes e a energia solar é abundante. Como corolário, tem-se o desenvolvimento de uma vegetação das mais exuberantes e a maior biodiversidade do Planeta.

Todavia, em termos de saneamento básico os cenários nas nossas cidades são caóticos. Deve-se ressaltar que desde a década de 70, com o Planasa, deu-se ênfase à construção de obras extraordinárias para captação de rios situados cada vez mais distantes das cidades. Por sua vez, a necessidade de transportar água de distâncias cada vez maiores impôs a construção de grandes adutoras, segundo o modelo inaugurado pelos romanos em 312 a.C. Além disso, a necessidade crescente de tratamento da água para consumo humano, principalmente, levou à construção de grandes estações. Entretanto, os métodos de tratamento utilizados são cada vez mais caros e pouco eficientes, face à crescente taxa de lançamento de esgotos domésticos e efluentes industriais não tratados nos rios.

Basta lembrar que no Brasil não se coleta nas cidades a maior parte do lixo que se produz e 64% das empresas estatais de saneamento não coletam, sequer, os esgotos que geram. Além disso, falta inserção da água subterrânea ou de reúso, falta o desenvolvimento da engenharia de planejamento e aplicação de recursos em P&D nas empresas de água, em geral. Por sua vez, ainda predomina a cultura da gestão da oferta como única solução aos problemas locais e ocasionais de escassez de água e falta a gestão das demandas com vistas ao uso cada vez mais inteligente da gota d'água disponível.

1.2.4 Poço Bem Construído *versus* Buraco

A figura.1.2.4 ilustra bem a importância de se distinguir entre um poço bem construído e um buraco de onde se tira água, da mesma forma que já se diferencia uma incisão cirúrgica de uma facada. Assim, à medida que a fonte mais importante de poluição ou degradação da qualidade da água subterrânea se encontra na superfície do terreno, num poço mal construído a poluição poderá descer buraco abaixo e degradar a qualidade da água do aqüífero profundo ou confinado de onde se extrai água.

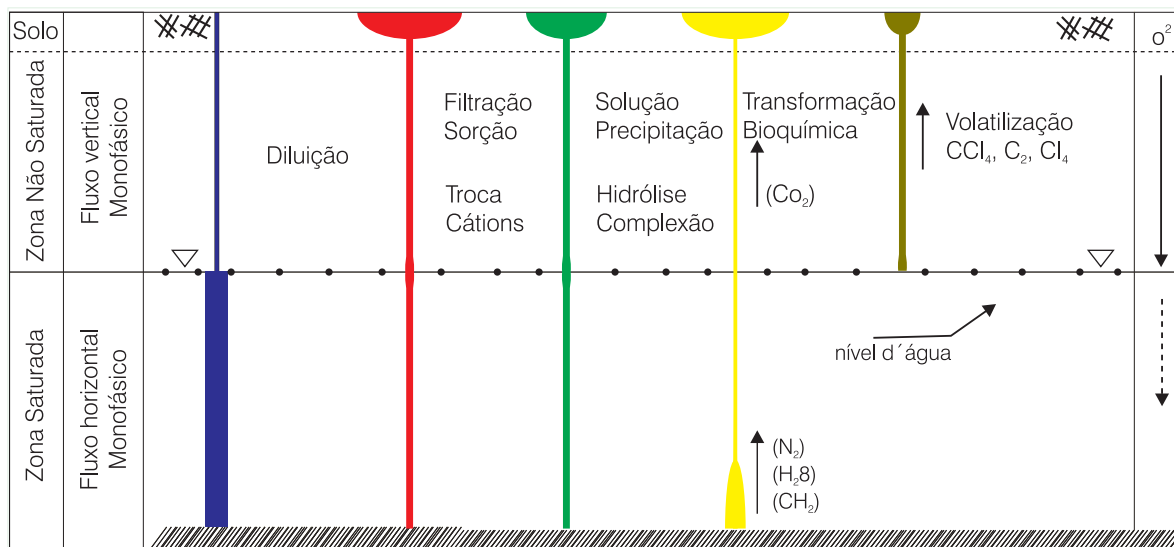



Figura 1.2.4 - Mecanismo de depuração natural das águas subterrâneas (modificado de Gowle, 1983).

A captação de água nas cidades do Brasil é tanto mais precária, quanto os poços são rasos ou que se utilizam dos aqüíferos livres ou freáticos. Vale destacar que no Brasil, em geral, a degradação da qualidade da água subterrânea poderá ser engendrada por diversos fatores, tais como: (1) falta de saneamento básico, (2) falta de coleta ou disposição adequada do lixo que se produz, (3) vazamento de tanques de combustíveis próximos, (4) caóticas condições de uso e ocupação do solo nas cidades e (5) uso de métodos de irrigação pouco eficientes. Quanto a este último, destaca-se que cerca de 93% dos quase 3 milhões de hectares irrigados no Brasil usam espalhamento superficial (56%), aspersão convencional (19%) e pivô central (18%), fazendo com que o principal risco de contaminação da água nos perímetros de irrigação seja pelo excesso de percolação. No plano mundial, a FAO (2003) estima que entre 60 e 70% da vazão de água dos projetos de irrigação se perdem por percolação e evaporação. Logo, na produção de alimentos, tem-se como corolário que o fator mais limitante seja a água e não o solo.

Tendo em vista as caóticas formas de uso e ocupação do solo nas cidades do Brasil, em particular, torna-se temerário utilizar a água subterrânea que é extraída de poços que captam aqüíferos freáticos (freático, do grego, significa raso, ou seja, o primeiro nível de acumulação de água no subsolo).

Assim, no Brasil, poços para abastecimento humano no meio urbano, deverão ser construídos atendendo especificações de engenharia geológica, engenharia hidráulica e engenharia sanitária. Em outras palavras, perfis geológico e geofísico deverão fornecer subsídios para definição das especificações de engenharia geológica. Além disso, tem-se a definição dos filtros em função do calibre das areias que formam as camadas aqüíferas mais promissoras e sua colocação adequada deverá proporcionar uma vazão de produção ou de injeção com perdas de carga mínimas ou atendendo às boas normas da engenharia hidráulica. Por sua vez, a cimentação do espaço anelar superficial até uma profundidade adequada e constituição de selo sanitário na superfície deverão impedir a infiltração de águas do freático, muitas vezes, contaminadas. No capítulo 6.1 são apresentados aspectos detalhados sobre a construção de poços tubulares.

1.2.5 O Preço da Água Gratuita

À medida que se bombeia, livremente, água de um poço, rio ou açude, tem-se a impressão de que esta seja gratuita. Ledo engano, pois é preciso considerar os custos das bombas e do consumo da energia elétrica, pelo menos. Regra geral, toda água flui sob a ação da gravidade, ou seja, morro abaixo. Porém, ela poderá fluir morro acima, contra a gravidade, à medida que se tenha dinheiro empurrando ou atraindo.

O crescente número de casos positivos nos países mais desenvolvidos, indica que a água subterrânea é a alternativa mais barata para abastecimento humano, sobretudo, consumo industrial e irrigação. Entretanto, o seu uso sempre custa alguma coisa. Desta forma, é necessário considerar a produtividade que esta poderá proporcionar. Assim, com base no consumo de água para se alcançar uma determinada produtividade de uma atividade e do preço do mercado do produto então gerado, torna-se possível conhecer a eficiência econômica da atividade em apreço.

Assim, a consideração dos dados da tabela 1.2.1 poderá ser uma base de seleção das culturas a serem produzidas por irrigação no estado do Ceará e, por extensão, no Nordeste.

Verifica-se, pela análise desta tabela, que irrigar culturas tradicionais de grãos no Nordeste do Brasil é um verdadeiro crime ambiental e uma burrice econômica. Por exemplo, a cultura do arroz apresenta uma eficiência econômica de apenas 1 (um) centavo de dólar americano por m³ de água utilizado, a cultura do feijão atinge 20 centavos de dólar americano, o milho e soja apresentam eficiências econômicas de 4 e 5 centavos de dólar americano por m³ de água consumido, respectivamente. Enquanto isso, as culturas de frutas atingem eficiências econômicas muito superiores, destacando-se a cultura da manga, que proporciona US$ 3,00 e a da uva, que proporciona US$ 6,10 por m³ de água utilizado.

Por sua vez, os níveis econômicos das taxas de consumo – m³/ha/ano - da gota d'água disponível no Nordeste, considerados pelo agronegócio, são também indicados. Assim, verifica-se que a taxa ótima de água consumida é inferior a 5.000 m³/ha/ano e a boa varia entre 5.000 e 7.000. Os valores limite variam entre 7.000 e 10.000, sendo a taxa de consumo acima de 10.000 m³/ha/ano considerada como crítica.

Vale destacar que os níveis de produtividade da agricultura irrigada na região Nordeste, aqui referidos, em particular das flores e das frutas, já cresceram em relação aos valores apresentados nesta tabela (1.2.1), indicando ser ainda mais viável a utilização da água na região de forma cada vez mais eficiente nestas culturas.

A cultura regional do caboclo mostra-se bastante receptora às inovações, deixando-nos muito otimistas em relação às transformações que se fazem necessárias.

TIPOS CULTURAS	Consumo Água (m³/ha/ano)	Rendimento Bruto (US$/ha/ano)	Eficiência Econômica (US$/m³)
	A	B	B/A
Frutas			
Abacate	5.578	3.000	0,54
Abacaxi	4.003	6.000	1,50
Acerola	4.613	4.500	0,97
Banana	11.762	12.500	1,06
Goiaba	4.613	10.000	2,71
Graviola	4.613	9.500	2,06
Limão	4.613	13.500	2,93
Manga	4.003	12.000	3,00
Maracujá	5.973	9.000	1,51
Melão	8.000	11.000	1,38
Mamão	8.396	12.000	1,43
Tangerina	4.613	6.000	1,30
Uva	4.918	30.000	6,10
Culturas Tradicionais			
Arroz	21.000	300	0,01
Feijão	8.000	1.600	0,20
Milho	16.880	660	0,04
Soja	8.000	400	0,05
Outras culturas			
Algodão	12.000	4.800	0,40
Cana de açúcar	15.590	2.100	0,13

Tabela 1.2.1 - Mercado de água para culturas irrigadas no estado do Ceará. (Fonte: Laboratório de Hidráulica e Irrigação da Univ. Federal do Ceará, in Cariri Invest: Perfil Econômico - BN, Fortaleza, 1999).

1.2.6 As Funções dos Aqüíferos na Gestão Integrada

O problema mais importante do século XXI é a gestão integrada da gota d'água disponível – captação de chuvas, fluindo pelos rios, subterrâneas e das águas de reúso – tanto em termos da quantidade, quanto de qualidade. Conforme os dados dos Comitês Nacionais do Programa Hidrológico Internacional, coordenado pela Unesco/PHI (2003), existem no mundo 261 bacias hidrográficas compartilhadas por 145 nações. Todavia, se muita atenção tem sido dada aos rios, os recursos hídricos subterrâneos (aqüíferos) têm sido amplamente ignorados, apesar de seus grandes volumes de água estocados e da parcela que deságua nos rios representar uma boa porcentagem das suas vazões de base, ou seja, aquelas que ocorrem durante o período sem chuvas nas respectivas bacias hidrográficas.

Em termos de m^3/hab/ano, os países mais pobres de água nos seus rios são: Kuwait (10), Faixa de Gaza (52), Emirados Árabes Unidos (58), Bahamas (60), Catar (94), Malvinas (103), Grande República Árabe Líbia Popular e Socialista (113), Arábia Saudita (118), Malta (129) e Singapura (149). Porém, nenhum desses países se destaca no cenário mundial pelo uso cada vez mais eficiente da gota d'água disponível, nem pela inserção da sua água subterrânea ou das perspectivas de reúso não potável da água na indústria e agricultura.

Por sua vez, a Unesco/PHI (*op.cit.*), assinala que a inércia política agrava a crise da água. Este organismo internacional estima que sete bilhões de pessoas em 60 países estarão enfrentando falta de água ainda na metade deste século. Na melhor das hipóteses, dois bilhões de pessoas em 48 países estarão nesta situação. Isto vai depender de fatores como o crescimento populacional, o desenvolvimento de políticas públicas e inserção da água subterrânea.

Todavia, as populações dos países mais pobres do mundo continuam a ser as mais afetadas, apesar das taxas de nascimento estarem diminuindo e de uma criança nascida em país desenvolvido usar de 30 a 50 vezes mais água do que uma criança em um país em desenvolvimento. Todos os dias, 6.000 pessoas, em sua maioria crianças com menos de 5 anos de idade, morrem no mundo vitimadas por doenças diarréicas. Estas estatísticas bem ilustram a seriedade do problema que o mundo deverá enfrentar em relação à água e os chocantes desperdícios e degradações da qualidade que ocorrem nas cidades e na agricultura, principalmente em relação ao seu uso.

Em termos globais, o desafio é aumentar a vontade política para que compromissos relacionados à água possam ser implementados. Por sua vez, os profissionais da área de recursos hídricos precisam ter um melhor entendimento em relação ao contexto social, econômico e político geral, e os políticos precisam ser mais bem informados sobre as questões relativas à água, do contrário, a questão continuará a ser tratada com retórica política ou promessas pomposas e não com ações extremamente necessárias.

As mudanças climáticas anunciadas deverão ser responsáveis por aproximadamente 20% do aumento na irregularidade de ocorrência das chuvas no mundo. Provavelmente, as chuvas poderão ser mais intensas ou escassas, ocorrerem secas nas regiões do mundo mais propensas e até mesmo em algumas regiões tropicais e subtropicais.

A "crise da água" deverá piorar no mundo em geral, apesar dos maiores debates a respeito, porque isto convém aos grupos com interesses no setor. Aproximadamente dois bilhões de toneladas de lixo serão jogadas nos rios, lagos e riachos todos os dias. Estima-se que haja 12.000 km^3 de água poluída nos rios do mundo, mais do que a descarga total de água das suas dez maiores bacias hidrográficas.

Não obstante, muita atenção tem sido dada às águas que fluem visíveis pelos rios, enquanto os recursos subterrâneos (aqüíferos) têm sido amplamente ignorados, apesar dos grandes volumes de água estocados, em geral, de qualidade adequada ao consumo humano. Vários dirigentes ou participantes das discussões sobre os acordos que são firmados para uso compartilhado das águas de rios fronteiriços, sequer, sabem que dividem aqüíferos com outros países. Entretanto, a experiência internacional mostra nos países desenvolvidos, principalmente, que na abordagem da gestão integrada da água, os aqüíferos de uma área podem desempenhar diversas funções.

Função Produção - corresponde à mais tradicional e consiste na perfuração de poços para extração de água subterrânea. Segundo a Unesco/PHI (*op. cit.*), de 600 a 700 km^3/ano de água são extraídos a cada ano dos aqüíferos do mundo, o que corresponde a aproximadamente 50% das demandas para consumo humano, 40% das demandas de água das indústrias e 20% das demandas de água da agricultura irrigada. São cerca de 300 milhões de poços em operação abastecendo cerca de 1/3 dos 270 milhões de hectares irrigados no mundo. Na Comunidade Econômica Européia (CEE), cerca de 75% do consumo humano é abastecido pela água subterrânea. Em alguns países da Europa, como Áustria, Alemanha e Suécia, por exemplo, mais dos 90% do consumo humano são atendidos por poços. Na década de 1970-1980, o Serviço Geológico Americano (USGS) estima que a extração de água subterrânea nos Estados Unidos era da ordem 4.000 m^3/s ou 126 km^3/ano, sendo que 40-50% são extraídos das 11 bacias hidrogeológicas localizadas no Centro Oeste, contexto de clima árido com um coração desértico. Segundo o IBGE (2000), 62% da população brasileira declaram que utilizam o manancial subterrâneo de forma não controlada, sendo 70% referentes a poços profundos, 19% a nascentes ou fontes e 10% a poços escavados. Na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), estima-se que mais de 7.500 poços não controlados estão em operação para abastecer hotéis de luxo, hospitais, condomínios privados e cerca de 95% das indústrias.

Vale ressaltar que em todas as áreas metropolitanas no Brasil – seja nas cidades de Manaus, Santarém ou Belém, situadas às margens das maiores descargas de água doce do mundo; Fortaleza, capital do semi-árido, Recife, situada na faixa úmida costeira; São Paulo; ou Porto Alegre, há poços não controlados operando para abastecimento de condomínios privados, hotéis de luxo, hospitais e indústrias, como forma de evitar os racionamentos ou rodízios do fornecimento de água do serviço público.

Função Transporte - consiste em utilizar os aqüíferos para transportar água de zonas de recarga para compensar os efeitos da super extração noutras áreas, onde o uso da água subterrânea é intensivo, tal como acontece no Centro-Oeste Americano, Austrália, Norte da África, dentre outros casos praticados no mundo.

Função Estratégica - não se trata de reservar as águas subterrâneas para usar quando todos os rios do mundo já tiverem suas águas totalmente degradadas pelo lançamento dos efluentes industriais ou esgotos domésticos não tratados. Torna-se de fundamental importância usar sempre a água subterrânea destas áreas, pois somente assim será possível aprender a usá-la de forma cada vez mais eficiente. A função estratégica dos aqüíferos vem sendo valorizada nas áreas do mundo desenvolvido, principalmente, onde se faz importante proteger a gota d'água disponível dos agentes naturais de perdas por evaporação, dos agentes de poluição, proporcionar uma filtração ou potabilização inviável pelos métodos convencionais de tratamento. Esta alternativa vem sendo muito aplicada nos países desenvolvidos e tem se revelado muito promissora, sobretudo, pela prática do método *Aquifer Storage Recovery – ASR.* Por este método, o aqüífero proporciona água para abastecimento de cidades, recarga artificial para controle da interface marinha, regularização das descargas de base dos rios, manutenção de santuários ecológicos importantes, recarga artificial com excedentes sazonais de estações de tratamento de água, controle de enchentes de rios, uso e conservação das águas de canais, para reúso não potável de águas nas cidades, indústrias e atividades agrícolas.

Função Filtro - a captação por meio de poços induz águas de rios, lagoas e outros mananciais de superfície, como forma de reduzir os custos do seu tratamento convencional.

Função Energética – a água quente do aqüífero é utilizada como fonte de energia geotermal de alta entalpia, produzindo-se energia elétrica, sendo o uso atual estimado em 5.706 MW, assim distribuídos: USA - 2.770, Filipinas - 894, Itália - 545 e Nova Zelândia - 293. Tem-se, ainda, a possibilidade de utilizar a função energética da água quente do aqüífero para fazer economia de energia elétrica convencional, utilizando a energia geotermal de baixa entalpia, cuja produção atual é estimada em 11.605 MW. A função energética de baixa entalpia do aqüífero é muito utilizada no Japão e China, para alimentar câmaras frigoríficas de produtos agrícolas. O Brasil tem um grande potencial de águas quentes de baixa entalpia nas suas bacias sedimentares (mais de 100.000 km^3 de águas quentes nas bacias sedimentares do Paraná, Amazonas, Parnaíba e Potiguar). Na Rússia, a função energética é induzida, à medida que se injeta água fria num poço para ser aquecida pelo gradiente geotermal e capta-se noutro. Os poços se interligam por meio de fraturas que são geradas por meios mecânicos ou eletrônicos. Desta forma, a água fria circula pelas fraturas das rochas aquecidas pelo gradiente geotermal, troca calor com o maciço, como se fora a que esfria o bloco do motor. A baixa entalpia também é uma fonte importante de energia geotermal em balneários hidrotermais.

Função Estocagem-Regularização - muito usada nas regiões de clima árido, onde é possível injetar excedentes sazonais de água de enchentes dos rios, de estações de tratamento de água - ETAs, de reúso não potável de água nas cidades, indústrias e agricultura, tal como se pratica atualmente no Centro-Oeste dos Estados Unidos, Israel, Espanha e Austrália. Vale destacar que o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) estima que se perfura atualmente nos Estados Unidos, perto de um milhão de poços por ano, para as diversas funções dos aqüíferos, tais como produção, recuperação dos estoques de um aqüífero pelo método ASR, controle da interface marinha, como reator bio-geo-químico da zona não saturada ou do subsolo saturado, autodepuração e evolução natural da qualidade da água no subsolo, reator rio/aqüífero aluvial, reatores em série, reatores artificiais, a realimentação artificial de aqüíferos, controle da redução da permeabilidade em bacias de infiltração - poços de monitoramento da quantidade e/ou da qualidade da água e diagnóstico ambiental de terrenos de indústrias. Além disso, evolui-se do estudo pontual do poço (quantitativo e qualitativo) para o estudo dos sistemas de fluxos subterrâneos aplicando-se modelos matemáticos do tipo *Regional Aquifer-System Analysis* – RASA*, Modflow,* ASR ou similares. A gestão ativa de aqüíferos (*Active Groundwater Management*) é uma abordagem que vem dando gratificantes resultados nos países desenvolvidos, tanto para irrigação, quanto nas indústrias e nos sistemas de abastecimento de água nas cidades, sobretudo.

1.2.7 Recarga, Armazenamento e Descarga

A questão mais freqüente dos tomadores de decisão é quanto de água se pode extrair de forma segura de um aqüífero. Segundo Meinzer (1920), esta seria igual à taxa de sua recarga natural. Atualmente, verifica-se que este conceito é obsoleto, à medida que, conforme estabelece a hidráulica de poços preconizada por Theis (1935), toda e qualquer extração de água de um poço, gera uma perturbação que se propaga no

meio aqüífero de forma infinita, tal como se propagam as ondas num lago, quando se joga uma pedra, por exemplo. Uma discussão mais aprofundada sobre esta temática é apresentada no capítulo 7.1.

Por sua vez, os modelos matemáticos mostram que se configura uma frente de contribuição, correspondente à captura dos filetes líquidos que convergem para o poço bombeado, de tal forma que já não se pode considerar a velocidade aparente ou verdadeira do filete líquido no estado natural. Além disso, os maiores gradientes hidráulicos engendrados pela extração de água no poço, fazem com que um novo estado de equilíbrio dos fluxos no aqüífero em apreço seja buscado. Por sua vez, não se pode relacionar impunemente, dados de quantidade ou de qualidade de água extraída de poços rasos e profundos numa área, uma vez que, enquanto estes captam sistemas de fluxos subterrâneos locais, aqueles podem estar captando sistemas de fluxo intermediários ou regionais.

Um importante aspecto da investigação realizada pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) foi a utilização do modelo matemático do tipo *Regional Aquifer-System Analysis (RASA)* nas suas 25 unidades hidrogeológicas mais importantes (Johnston, 1977).

Esta simulação estabeleceu o balanço dos fluxos de água subterrânea nas fases de pré-desenvolvimento e posterior, identificando mudanças ocorridas nas condições de recarga, descarga e armazenamento dos aqüíferos, devido aos bombeamentos. Os resultados desta análise foram apresentados nos *Professional Papers* do USGS de números 1.400 até 1.425. Resume-se aqui, os efeitos dos bombeamentos nos regimes de fluxos subterrâneos em 11 sistemas aqüíferos regionais dos Estados Unidos. Conforme a figura 1.2.5, o bombeamento realizado provocou significantivas alterações nas taxas de recarga e descarga na maioria dos 11 sistemas aqüíferos, e as reservas permanentes de três sistemas foram severamente reduzidas.

Mudanças nos regimes de recarga/descarga em sistemas regionais de aqüíferos devido ao bombeamento

Estimativas de água subterrânea antes e depois do desenvolvimento dos sistemas regionais de aqüíferos

LEGENDA
Perda de Armazenamento
Recarga (Parte retorna ao fluxo pela irrigação)
Descarga
Bombeamento
Acréscimo de Armazenamento

- O desenvolvimento provocou mudanças significativas nos índices de recarga e descarga na maioria dos 11 sistemas de aqüíferos.
- Ocorreram muitas perdas de armazenamento em três dos sistemas.

Figura 1.2.5 - Origens das águas produzidas pelos poços (modificado de Johnston, 1997).

Verifica-se, assim, que na fase do pré-desenvolvimento, a taxa de recarga natural no Vale Central da Califórnia era de 78 m^3/s, enquanto a produção dos poços no período de 1961 – 1977 atingia 446 m^3/s. Neste caso, a vazão de apenas 31 m^3/s foi tomada da reserva permanente dos aqüíferos da região. Nota-se, ainda, que cada uma das unidades hidrogeológicas reagiu diferentemente aos bombeamentos realizados, indicando que não se pode extrapolar o comportamento de uma para outra.

No geral, observa-se que houve um sensível aumento dos volumes extraídos pelos poços, em relação às taxas de recarga das fases de pré-desenvolvimento em todos as unidades hidrogeológicas. Houve, por sua vez, muita recarga induzida pelas condições de uso da água em cada uma das áreas e pouca influência sobre as descargas naturais dos aqüíferos.

Um caso interessante foi verificado na *Great Plains*, correspondente ao sistema aqüífero *Ogalalla*. Na década de 1940, a profundidade dos poços na área atingia cerca de 30 metros. Atualmente, o bombeamento das águas é feito até profundidades de centenas de metros. Ao pedido de subsídios encaminhado pelos fazendeiros da região, o governo federal respondeu que nada havia a fazer, a não ser que houvesse mudanças de métodos de irrigação ou de culturas. Estimava-se que cerca de 70% da vazão de água extraída dos poços se perdiam, à medida que os métodos de irrigação ainda utilizados eram dos mais obsoletos, tais como: espalhamento superficial, método utilizado pelos egípcios desde 3500 a.C., pivô central e aspersão convencional. Estes dois últimos, além de serem pouco eficientes em termos de fornecimento de água às lavouras, ainda são de consumo intensivo de energia elétrica.

Por sua vez, houve uma sensível alteração das formas de cultivo, ou seja, abandonou-se o espaçamento tradicional do algodão do tempo dos escravos e adotou-se uma forma mais densa. Por outro lado, houve uma grande substituição do algodão pela jojoba, tendo em vista que o cultivo desta leguminosa do deserto exige uma lâmina de água de apenas 11 mm, contra os 600 mm do algodão.

A adoção de métodos modernos de irrigação, tais como o gotejamento e a micro aspersão, por exemplo, muito contribuiu para a redução das perdas de água de 70% para menos de 5%. Além disso, procurou-se reutilizar os esgotos domésticos, segundo orientação do Departamento de Saúde Pública da Califórnia, cuja primeira publicação data de 1918, nas atividades que não exigiam água potável. Desta forma, já se registra, atualmente, uma recuperação dos níveis de água de alguns poços de até 80 metros e a produção agrícola da área voltou a ter nível competitivo no mercado.

Estes e outros exemplos muito atrapalham, certamente, a lógica das empreiteiras, das corporações técnicas e dos políticos, principalmente, acostumados a manipular a estratégia da escassez de água nas cidades, sobretudo, para obtenção de verbas ou de empréstimos com taxas de juros privilegiadas das agências financeiras nacionais ou internacionais.

1.2.8 Planejamento e Gestão

A importância das águas subterrâneas é de difícil percepção no mundo, em geral, e no Brasil, em especial, à medida que sua utilização é relativamente mais barata e feita, regra geral, pelo próprio usuário. Ao contrário, como as obras para utilização da água dos rios são construídas com investimentos públicos, o seu uso é quase sempre menos compromissado com uma gestão das demandas, ou seja, com um uso cada vez mais eficiente da gota d'água disponível.

Além disso, a falta de controle federal, estaduais ou municipais não possibilita uma avaliação segura do número de poços em operação, tanto no mundo, quanto no Brasil. Assim, apenas se pode estimar que cerca de 250 milhões poços estão em operação no mundo e talvez 10% no Brasil. Somente no estado de São Paulo, a Associação Brasileira de Águas Subterrâneas – ABAS estima que cerca de 15 mil poços são perfurados anualmente. Contudo, desde a fundação da ABAS em 1978, o selo de qualidade das empresas de perfuração no Brasil, não tem conseguido sensibilizar mais de uma dezena de associadas.

Entretanto, o princípio do usuário e do poluidor/pagador, parece ser a saída para um uso cada vez mais eficiente da gota d'água disponível. Já se observa que no nível das empresas, por exemplo, esta opção representa, por um lado, mais recurso de água para utilização nos processos de produção, por outro lado, tem um efeito imagem muito importante no mercado, à medida que constitui uma opção muito valorizada pelo desenvolvimento sustentável.

Regra geral, as águas subterrâneas no Brasil continuam sendo extraídas livremente, por meio de poços não controlados, os quais muito pouco se diferenciam de buracos de onde se tira água. Vale salientar que somente a partir da Constituição Federal de 1988, ficou claro que as águas subterrâneas são de domínio público estadual, exceto aquelas decorrentes de obras da União.

Todavia, ainda é freqüente muitos poços receberem filtros em toda a extensão arenosa do perfil geológico, até, mesmo, quando esta fica acima do seu nível estático (NE) ou dinâmico (ND), sob o argumento de que o objetivo era a obtenção de uma vazão máxima. Esta prática tem sido a causa principal da contaminação cruzada engendrada pela captação do aqüífero freático. Por sua vez, ainda é freqüente a colocação da bomba em frente ao intervalo de filtros, causando a produção de areia pelo poço.

Durante a vigência do Código Nacional de Águas de 1934 até a Constituição Federal de 1988, a água subterrânea era considerada do dono do terreno. Por sua vez, como a extração da água subterrânea no mundo, em geral, e no Brasil, em particular, sempre foi feita às expensas do usuário, verifica-se que, por força da cultura da planilha de custos, esta tem tido um uso mais racional nas indústrias.

Torna-se necessário levar em consideração as precárias condições naturais de estocagem de água subterrânea nos terrenos cristalinos do Nordeste, tanto nas manchas aluviais quanto nas zonas de rochas fraturadas. Como corolário, os rios que drenam estes terrenos têm regime de fluxo temporário, ou seja, secam, praticamente, durante os períodos sem chuva nas respectivas bacias hidrográficas.

Entretanto, deve-se considerar que o problema hidrológico verdadeiro do Nordeste semi-árido não é que chove pouco – entre 400 e 800 mm/ano - mas que evapora muito – entre 1.000 e 3.000 mm/ano. Por sua vez, não há condições de recarga artificial de aqüíferos na área, seja para proteger as águas da evaporação intensa que ocorre na região, seja da poluição que é engendrada pelo lançamento dos esgotos domésticos não tratados nos rios secos, principalmente.

Todavia, os rios que drenam mais de 90% do território nacional são perenes, ou seja, nunca secam. Certamente, a visão de rios que nunca secam formou a idéia de abundância de água no Brasil, o que dá suporte à baixa eficiência no seu fornecimento nas cidades, onde os índices de perdas totais – vazamento físico de água nas redes de distribuição e perdas de faturamento devido aos roubos de água e tráfico de influência - variam entre cerca de 40% e mais de 70%. Na agricultura, os desperdícios são também muito grandes, à medida que sobre cerca de 93% dos perto de três milhões de hectares irrigados, os métodos utilizados são os menos eficientes do mundo, tais como o espalhamento superficial (56%), a aspersão convencional (19%) e o pivô central (18%). Entretanto, o crescente número de casos positivos nos países mais desenvolvidos, principalmente, mostra que o uso cada vez mais eficiente da gota d'água disponível é a solução mais barata aos problemas engendrados pela escassez local e ocasional de água.

Desde a promulgação da Carta Magna de 1988, pelo menos, o Brasil vem se destacando no cenário internacional pelo seu pioneirismo em reformar o arcabouço legal tradicional, definido pelo Código de Águas de 1934, e introduzir no seu cotidiano as formas mais modernas de gestão da gota d'água disponível por bacia hidrográfica. Lamentavelmente, um dos grandes desafios que se enfrenta continua sendo modificar a idéia, historicamente formada, de que um dos usos mais nobres da água dos rios é o hidrelétrico, fato que deu suporte à regulamentação do Livro III do Código de Águas de 1934, enquanto os seus Livros I e II nunca foram, sequer, regulamentados.

Por sua vez, o setor de recursos hídricos no Brasil continua com a idéia tradicional, historicamente adquirida, de que a única solução aos problemas locais e ocasionais de escassez de água para abastecimento humano ou para irrigação, seja aumentar sua oferta mediante a construção de obras extraordinárias. Regra geral, pouco ou nada se fala da necessidade do seu uso ser cada vez mais eficiente, tanto nas cidades, quanto na agricultura, principalmente.

A inércia política dos poderes legislativo, executivo, e judiciário e até dos partidos políticos do Brasil só tem agravado os problemas sanitários. Assim é que, os Livros I e II do Código de Águas de 1934, como já foi dito, nunca foram regulamentados e as leis especiais, previstas neste diploma legal, nunca foram, sequer, promulgadas.

Seguiu-se a promulgação da Constituição Federal de 1988 que modificou em vários aspectos, o texto do Código de Águas de 1934. Uma das alterações feitas foi a extinção do domínio privado da água, previsto em alguns casos naquele antigo diploma legal. Todos os corpos d'água, a partir de outubro de 1988, passaram a ser de domínio público: (i) o domínio da União - para os rios ou lagos que banhem mais de uma unidade federada, ou que sirvam de fronteira entre essas unidades, ou entre o território do Brasil e o de um país vizinho ou deste provenham ou para o mesmo se estendam; e (ii) o domínio das unidades da federação (Estados ou Distrito Federal) - para as águas superficiais ou subterrâneas, fluentes, emergentes e em depósito, ressalvadas, neste caso, as decorrentes de obras da União.

A Lei Federal Nº 9.433/97 estabeleceu a Política Nacional de Recursos Hídricos e instituiu o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. Mais recentemente, foi promulgada a Lei Federal Nº 9.984/00 criando a Agência Nacional de Águas – ANA, a quem cabe a implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos, cuja formulação ficará na alçada da Secretaria de Recursos Hídricos, esta última integrante do Núcleo Estratégico do Ministério do Meio Ambiente – MMA.

1.2.9 Potenciais de Águas Subterrâneas no Brasil

Atualmente, no complexo quadro geológico do Brasil (climático, litológico, tectônico e estrutural), pode-se identificar diferentes domínios onde as condições de estocagem (porosidade), de fluxo (permeabilidade) e de recarga natural (infiltração das chuvas) são relativamente similares. Aspectos detalhados sobre este tema são apresentados no capítulo 1.3. No caso dos domínios aqüíferos de porosidade/permeabilidade intersticial primária, têm-se dois tipos principais: sedimentos aluviais e dunas e as rochas sedimentares.

Nos depósitos aluviais e dunas, os aqüíferos são, fundamentalmente, do tipo livre, freáticos ou rasos e muito vulneráveis. As condições de uso e ocupação do meio físico afetam, fundamentalmente, a qualidade de suas águas, extraídas por meio de poços tubulares rasos (3, 5, 10 m, por exemplo), cravados ou perfurados, e poços amazonas ou cacimbões.

Nas bacias sedimentares, os depósitos constituem camadas ou corpos rochosos, relativamente extensos e mais ou menos consolidados. Os aqüíferos dominantes nestas áreas são do tipo confinado, os quais são captados, atualmente, por poços tubulares profundos

(100, 200, 500, chegando até 3.000 m), os quais podem ser jorrantes. As águas destes aqüíferos apresentam-se relativamente protegidas contra os agentes de poluição doméstica, industrial e agrícola com uso intensivo de insumos químicos modernos, seja pela ocorrência de camadas menos permeáveis, confinantes, seja pela filtração e reações bio-geo-químicas que ocorrem na camada não saturada. Como corolário, as águas subterrâneas dos aqüíferos confinados são, regra geral, de boa qualidade para consumo doméstico, industrial e irrigação.

Nas bacias sedimentares têm-se os maiores potenciais de água subterrânea do Brasil, seja em termos de reservas, seja em termos de recarga, resultando que a maior parte dos rios que drenam essas áreas são perenes. Os depósitos sedimentares formam, normalmente, uma sequência alternada de camadas arenosas e argilosas/siltosas, redundando em sistemas aqüíferos, na maior parte, do tipo confinado. Em geral, nas bacias sedimentares existem:

(a) **aqüíferos** (do latim, aqua=água + feros=levar) - camadas de arenitos cujos coeficientes de porosidade efetiva, η_e (variando entre 1 e 15%) e de condutividade hidráulica, **K** (variando entre 10^{-2} e 10^{-5} m/s) são, comparativamente, os maiores na região em apreço. Como resultado, os volumes de água subterrânea estocados e que circulam nestes aqüíferos são, comparativamente, os maiores do Brasil (Rebouças, 1988).

(b) **aqüitardos** (do latim, aqua=água + tardare=retardar) - corpos rochosos formados por seqüências alternadas de siltes/siltitos ou por misturas em proporções variadas de argilas, siltes/siltitos e arenitos finos. Desta forma, os interstícios entre os grãos são parcialmente ocupados por partículas minerais menores, resultando numa sensível redução do coeficiente de porosidade efetiva, η_e (variando entre 0,5 e 5%) e da condutividade hidráulica, K (variando entre 10^{-6} e 10^{-8} m/s). Assim, os volumes de água subterrânea estocada nestas camadas são, comparativamente, menores e os seus fluxos mais lentos ou tardios. Entretanto, local e ocasionalmente, as camadas arenosas intercaladas se comportam como aqüíferos relativamente promissores, proporcionando vazões suficientes para abastecimento doméstico e industrial (Rebouças, *op.cit.*).

(c) **aqüicludes** (aqua=água + claudere = aprisionar) - rochas sedimentares submetidas a intensos processos de compactação/cimentação ou processos diagenéticos, cuja porosidade total (η) poderá ser muito elevada nas argilas (variando entre 34 e 60%), mas com porosidade efetiva muito baixa (η_e variando entre 1 e 0,5%) e condutividade hidráulica, também, muito baixa (**K** variando entre 10^{-7} e 10^{-11} m/s), de tal forma que o volume de água que flui sob a ação do gradiente hidráulico natural é praticamente nulo (Rebouças, *op.cit.*).

No extenso domínio de rochas do embasamento geológico, de idade pré-cambriana, tem-se dois contextos hidrogeológicos bem diferentes:

a) nos 600.000 km^2 de terrenos cristalinos ou similares de idade pré-cambriana, as características de porosidade/permeabilidade dominantes são do tipo fissural. As possibilidades mais promissoras de acumulação de água subterrânea ficam restritas às zonas de rochas fraturadas e às manchas aluviais que se formam ao longo dos principais rios que drenam as áreas de ocorrência dessas rochas. No Nordeste semi-árido do Brasil, as chuvas médias normais variam entre 400 e 800 mm/ano, mas são muito irregulares, caindo numa semana o que deveria chover num mês e num mês, o que normalmente ocorre no período chuvoso de 4 a 5 meses. Por outro lado, as taxas de evaporação média normal variam entre mais de 1.000 e 3.000 mm/ano. Desta forma, o correto, em termos médios hidrológicos, não é dizer que chove pouco no Nordeste semi-árido do Brasil, mas que evapora muito. Estas condições climáticas impedem o desenvolvimento de mantos de imtemperismo significativos (na verdade, em geral, não passam de alguns metros) e os poços captam diretamente a água acumulada nas descontinuidades existentes na própria rocha, tendo, portanto, baixas produtividades. Pode-se afirmar, então, que o uso cada vez mais eficiente da gota d'água disponível nesta região torna-se uma prática de fundamental importância para se alcançar condições de desenvolvimento sustentado;

b) uma outra situação se estabelece sob condições de clima tropical úmido, com média pluviométrica entre mais de 800 mm/ano a mais de 3.000 mm/ano e temperaturas relativamente elevadas todo o ano. Nestas circunstâncias, os processos químicos de alteração das rochas são predominantes e intensos. Assim, tem-se um manto de rochas alteradas com espessuras de até 150 metros (média de 50 m) que cobre perto de quatro milhões de km^2 do território brasileiro. Neste quadro, os valores de porosidade e permeabilidade do tipo intersticial do manto de rochas alteradas aumentam, gradativamente, com a profundidade, apresentando valores de η_e entre 5 e 15% e de **K** entre 10^{-4} e 10^{-5} m/s no contato com a rocha sã (Rebouças, *op.cit.*). As características de porosidade/permeabilidade dominantes do tipo intersticial no manto de alteração evoluem para o tipo fissural em profundidades de até 250 metros. As taxas de recarga anual das águas subterrâneas acumuladas no manto de alteração, são suficientemente importantes para alimentar o escoamento básico dos seus rios durante os períodos sem chuvas.

Finalmente, tem-se a província cárstica, a qual corresponde aos domínios geológicos de ocorrência das rochas calcárias, cujas características de porosidade/permeabilidade intersticial ou fissural, foram, local e ocasionalmente, ampliadas por processos de dissolução da rocha pela água meteórica que infiltra.

Aspectos mais detalhados sobre a ocorrência e fluxo da água subterrânea em rochas cristalinas pré-cambrianas são apresentados e discutidos nos capítulos 3.1, 3.2 e 6.5, enquanto que a hidrogeologia dos meios cársticos é apresentada no capítulo 3.3.

Como resultados das interações do quadro geológico complexo e muito antigo, com chuvas abundantes sobre a maior parte do território, as taxas de recarga das águas subterrâneas suportam uma densa rede hidrográfica formada por rios perenes. A extração de apenas 25% das taxas de recarga do manancial subterrâneo já representaria uma oferta de água de boa qualidade da ordem de 4.000 m³/hab/ano.

A reserva total de água subterrânea no Brasil é da ordem de 112.000 km³, sendo que cerca de 90% estão nas bacias sedimentares. Os dados da tabela 1.2.2 mostram as reservas de água subterrânea dos principais contextos hidrogeológicos do Brasil. Pode-se verificar que nos 600.000 km² do domínio semi-árido de rochas de idade pré-cambriana do Nordeste, tem-se cerca de 80 km³ de água armazenada, e algo em torno de 10.000 km³ nos quase 4.000.000 km² de rochas cristalinas e metamórficas do embasamento pré-cambriano, coberto por um manto de rochas alteradas de espessura média de 50 metros. Por sua vez, as vazões mais freqüentes obtidas pelos poços já perfurados variam entre menos de 1 m³/h nas rochas fraturadas praticamente impermeáveis do embasamento geológico de idade pré-cambriana do Nordeste semi-árido, até mais de 1.000 m³/h nas bacias sedimentares sob condições de clima úmido.

Domínio Aqüífero	Área (km²)	Sistema Aqüífero Principal	Reservas (km³)	Interv. Vazão Poço (m³/h)
Substrato aflorante	600.000	Zonas fraturadas (P€)	80	<1-5
Substrato alterado	4.000.000	Manto rocha alterada e/ou fraturas (P€)	10.000	5 - 10
Bacia sedimentar do Amazonas	1.300.000	G. Barreiras (TQb) F. Alter do Chão. (K)	32.500	10 - 400
Bacia sedimentar São Luís - Barreirinhas	50.000	F. São Luís (TQ) F. Itapecuru (Ki)	250	10 - 150
Bacia sedimentar do Parnaíba (Piauí - Maranhão	700.000	F. Itapecuru (Ki) F. Cordas-Grajaú (Jc) F. Motuca (PTRm) F. Poti-Piauí (Cpi) F. Cabeças (Dc) F. Serra Grande (Sdsg)	17.500	10 – 1000
Bacia sedimentar Potiguar - Recife	23.000	G. Barreiras (TQb) F. Calc. Jandaíra (Kj) F. Açu-Beberibe (Ka)	230	5 - 550
Bacia sedimentar Alagoas - Sergipe	10.000	G. Barreiras (TQb) F. Marituba (Km)	100	10 - 350
Bacia sedimentar Tucano - Recôncavo - Jatobá	56.000	F. Marizal (Kmz) F. S. Sebastião (Kss) F. Tacaratu (SDt)	840	10 - 500
Bacia sedimentar do Paraná (área do Brasil)	1.000.000	G. Bauru-Caiuá (Kb) F. Serra Geral (Jksg) F. Botucatu-Piramboia-Rio do Rasto (Pr/TRp/Jb) F. Furnas/Aquidauana (D/PCa)	50.400	10 - 700
Depósitos diversos	773.000	Aluviões, dunas (Q)	411	2 - 40
Totais	**8.512.000**		**≈ 112.000**	

Tabela 1.2.2 - Reservas de água subterrânea no Brasil e intervalos mais freqüentes das vazões dos poços (adaptado de Rebouças, 1988; 1999).

Entretanto, tendo em vista o nível generalizado destas estimativas, é de fundamental importância realizar estudos básicos nos diferentes contextos hidrogeológicos do Brasil, em escalas compatíveis com as complexidades e magnitudes dos problemas a solucionar, além de implantar um programa de monitoramento de água subterrânea e constituir bancos de dados hidrogeológicos básicos, os quais devem ser alimentados de forma permanente. De outra forma, os bancos de dados se transformam, rapidamente, em "bando de dados". No Brasil, os potenciais hidrogeológicos referidos em termos de capacidade específica [L^3T^{-1} . m^{-1}], ou seja, a vazão (Q) que é obtida de cada poço por metro de rebaixamento (m^{-1}) do respectivo nível d'água são apresentados na figura 1.2.6.

Verifica-se, assim, que as potencialidades de água subterrânea no território nacional são muito variadas. Nos domínios mais promissores, as capacidades específicas dos poços variam entre 5 e 10 e superiores a 10 $m^3/h.m^{-1}$. Nestas áreas, tem-se a possibilidade de obtenção de vazões por poço entre 250 e mais de 500 m^3/h, com o rebaixamento de 50 metros do respectivo nível estático (NE). Desta forma, o volume produzido por poço, durante16 horas de operação por dia, seria suficiente para abastecer entre 20 mil e mais de 50 mil pessoas com uma taxa *per capita* de 200 L/dia.

No contexto de rochas cristalinas com espesso manto de alteração, as capacidades específicas variam entre 1 e 5 $m^3/h.m^{-1}$, ou seja, as vazões explotáveis com até 50 metros de rebaixamento do NE do respectivo poço, durante 16 horas/dia de bombeamento, seriam suficientes para abastecer contingentes médios de até 10 mil habitantes.

Apenas no domínio de rochas cristalinas do Nordeste semi-árido, as capacidades específicas são inferiores a 1 $m^3/h.m^{-1}$. Todavia, a produção de 0,5 m^3/h, com rebaixamento do nível estático no poço (NE) de 20 metros e operando 16 horas por dia, daria para abastecer contingentes de até 1.500 pessoas com uma taxa *per capita* de 100 L/dia.

A barragem subterrânea é uma outra forma viável de uso e conservação da água que flui pelas manchas aluviais do Nordeste semi-árido. Desta forma, a água que flui através das aluviões dos rios praticamente secos, é protegida contra os processos de salinização engendrados pela evaporação intensa. Contudo, tal como um "garrote" que se aplica num braço ou perna para controlar uma hemorragia, a barragem subterrânea precisa ser operada, evitando-se, assim, a degradação do binômio solo/água, tanto por excesso de acumulação no setor de montante, quanto por deficiência de drenagem à jusante.

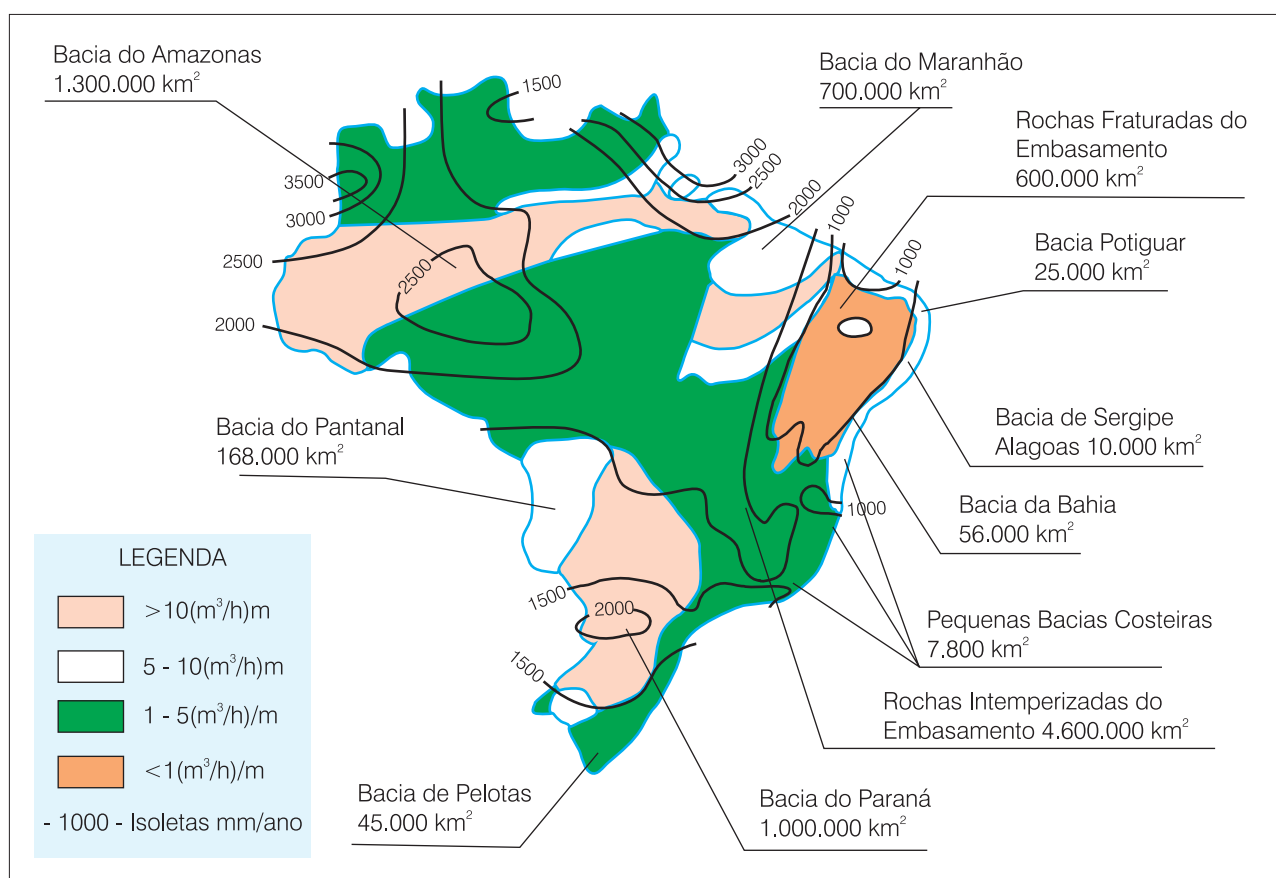



Figura 1.2.6 - Potenciais de Água Subterrânea do Brasil (modificado de Rebouças, 1978; 1988; 1999).

1.2.10 Considerações Finais

Ainda há muito por fazer, mas, ao olhar-se para trás, pode-se ver o incrível avanço já feito desde que o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos começou a ser implantado no Brasil, em particular, a partir da Constituição de 1988 e Lei Federal Nº 9.433/97.

Muito embora a lógica das empreiteiras, dos tomadores de decisão, dos políticos e corporações técnicas ainda continue sendo que a única solução aos problemas de escassez local e ocasional de água é aumentar sua oferta, a percepção sobre a necessidade de se utilizar e proteger a qualidade das águas subterrâneas de forma cada vez mais eficiente parece que foi adquirida. De tal forma as águas subterrâneas se tornaram importantes, que já ninguém se atreve omitir a sua existência nos planos e projetos de uso, como fator competitivo de mercado.

Referências

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS - ABAS. **Caderno Técnico Nº 2**: coletânea da legislação e regulamentação sobre o uso e preservação das águas subterrâneas no estado de São Paulo. São Paulo: ABAS, 1992. 66 p.

BERNER, E. K.; BERNER, R. A. **The global water cycle**: geochemistry and environment. New Jersey: Prentice Hall, 1987. 397 p.

BOUWER, H. **Groundwater hydrology.** Tokyo: McGraw Hill, 1978. 480 p. (Water resources and environmental engineering).

BRAGA, B.; ROCHA, O.; TUNDISI, J. G. Dams and the environment: the brazilian experience. **Water resources development**, Dublin, v. 14, n. 2, p. 127-140, 1998.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Mapa Hidrogeológico do Brasil.** Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM, 1981. v.1 e 2. Escala 1:2.500.000:

BRASIL. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. **Plano de Aproveitamento Integrado dos Recursos Hídricos do Nordeste do Brasil**: fase I – Recursos Hídricos I – Águas subterrâneas. Recife, 1980. (Recursos Hídricos I : águas subterrâneas, v. 7).

COSTA, W. D. Gerenciamento de recursos hídricos subterrâneos. In: WORKSHOP SOBRE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS, 1995, Salvador. [Trabalhos apresentados]. Salvador, 1995. 13 p.

CUNHA, J. E. M.; NEGRÃO, F. I.; SANTOS, P. R. P. Panorama atual das águas subterrâneas no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4., 1986, Brasília. **Anais...** Brasília: ABAS/DNAEE/DNPM, 1986. p. 80-95.

CAVALCANTE, I. N. **Fundamentos hidrogeológicos para gestão integrada de recursos hídricos da região metropolitana de Fortaleza - CE**. 1998. 164 p. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

COSTA, W. D. Legislação de águas subterrâneas e gerenciamento de aqüíferos. In: ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 12; SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO NORDESTE, 4., 2001, Olinda, [Recife] **Anais...** ABAS Núcleo PE, 2001. p. 77-82.

CRUZ, W. B. da; MELO, F. de A. F. de. **Estudo geoquímico preliminar das águas subterrâneas do Nordeste do Brasil.** Recife: Sudene, 1968. 147 p. (Série Brasil. Sudene. Hidrogeologia, 19).

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. **Hidrología subterránea** 2. ed. [Barcelona]: Omega, 1983. 2 v.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Balanço hídrico do Estado de São Paulo,** São Paulo, n. 12, 1987. p. 18-27.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. **Physical and Chemical Hydrogeology.** New York: John Wiley & Sons, 1997.

FEITOSA E. C. et al. **O Aqüífero Cabeças no Vale do Gurguéia**: atualização dos conhecimentos. Recife: Labhid-UFPE/ DNOCS, 1990. v. 1, 204 p. Relatório Inédito.

GLEIK, P. H. (Ed.). **Water in crisis**: a guide to the world's fresh water resources. Oxford: Oxford Press, 1993. 476 p.

HASSUDA, S. **Critérios para a gestão de áreas suspeitas ou contaminadas por resíduos sólidos:** estudo de caso na região metropolitana de São Paulo. 1997. 142 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

HIRATA, R. **Fundamentos e estratégias de proteção e controle da qualidade das águas subterrâneas:** estudo de casos no estado de São Paulo.1994. 195 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

HIRATA, R.; BASTOS, C. R.; ROCHA, G. A. **Mapeamento de vulnerabilidade e risco de poluição das águas subterrâneas no estado de São Paulo.** São Paulo: IG; CETESB; DAEE, 1997. 2 v.

BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística **Censo Demográfico**: Brasil, 2000. Rio de Janeiro: IBGE, 2000.

______. **Sinopse do censo demográfico**: pesquisa nacional de saneamento básico. Rio de Janeiro, 1991. 94 p.

IRITANI, M. A. **Modelação matemática tridimensional para a proteção das captações de água subterrânea**. 1998. 199 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

JOHNSTON, R. H. Sources of water supplying pumpage from regional aquifer systems of the United States. **Hydrogeology Journal**, Hannover, v. 5, n. 2, p. 54-63, 1997.

LANCIA, C. A.; CAETANO, L. C.; ARAGÃO, J. **Água mineral do Brasil**: retrato histórico da indústria engarrafadora. Rio de Janeiro: DNPM; São Paulo: ABINAM, [1997?]. 109 p.

KEGEL, W. Água subterrânea no Piauí. **Boletim DNPM. Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n,156, 1955.

KING, F. H. **Observations and experiments on the fluctuations in level and the rate of movement of groundwater on the Wisconsin Agricultural.** [S.l.: s.n.], 1892.

MEINZER, O. E. The occurrence of ground water in the United States. **U.S. Geological Survey. Water Supply Paper**, Washington, n. 489, 1920. 321 p.

MELLO, J. G. **Impactos do desenvolvimento urbano nas águas subterrâneas de Natal, RN**. 1995. 220 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

ORGANIZATION FOR ECONOMIC CO-OPERATION AND DEVELOPMENT. **Water ressources management-integrated policies.** Paris, 1989. 199 p.

PACHECO, A. **Análise das características técnicas de poços e da legislação para uso e proteção das águas subterrâneas em meio urbano (Município de São Paulo)**. 1984. 145 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

PARISSOT, E. **As águas subterrâneas no centro-oeste do Município de São Paulo**: características hidrogeológicas e químicas. 1983. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.

REBOUÇAS, A. C. **Le problème de l'eau dans la zone semi-aride du Brésil :** evaluation des ressources, orientation pour la mise en valeur. 1973. 285 f. Thèse (Doctorat d'État) - Université de Strasbourg, Strasbourg, France, 1973.

______. **Ação programada de recursos hídricos**: águas subterrâneas. Brasília: SEPLAN; CNPq, 1978. p. 105-129.

______. Ground water in Brazil. **Episodes**, Canadá, v. 11, n. 3, p. 209-214, 1988.

______. Gestão sustentável de grandes aqüíferos. In: CONGRESSO BRASILEIRO ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8., 1994, Recife. **Anais...** Recife: ABAS, 1994. p. 131-134.

______. Advances in Ground Water. In: **DRILLING Techniques and Design Methods**. Paris: Well; UNESCO/IAH, 1995. chap. 7.

______. Diagnóstico do Setor Hidrogeologia. **Caderno Técnico**, São Paulo, n. 3, 1996.

______. Água na Região Nordeste: desperdício e escassez. **Revista Instituto de Estudos Avançados,** São Paulo, v. 11, n. 29, p. 127-154, 1997.

______. Águas Subterrâneas. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. (Org. e Coord.). **Águas Doces no Brasil**: capital ecológico, uso e conservação. São Paulo: Ed. Escrituras, 1999, cap. 4, p. 117-150.

______. Potencialidades dos aqüíferos do nordeste do Brasil. In: ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS, 12; SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO NORDESTE, 4., 2001, Olinda, [Recife] **Anais...** ABAS Núcleo PE, 2001, p. 53-66.

REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. (Org. e Coord.). **Águas doces no Brasil**: capital ecológico, uso e conservação. São Paulo: Ed. Escrituras, 1999. 717 p.

REBOUÇAS, A. C. et al. Diagnóstico Hidrogeológico da RMSP: uso e proteção. In: CONGRESSO BRASILEIRO ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8., 1994, Recife. **Anais...** Recife: ABAS, 1994. p. 93-102.

REBOUÇAS, A. C.; MARINHO, M. E. **Hidrologia das secas**: contribuição ao I SEMINÁRIO INTERNACIONAL SOBRE SECAS, Lima, Peru. Recife : Sudene, 1970. 130 p. (Hidrogeologia, 40).

SANTOS, A. C. **Estratégias de uso e proteção das águas subterrâneas na região metropolitana de Recife – PE.** 2000. 230 f. Tese (Doutorado) - Instituto Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

SANTIAGO, M. M. F. **Mecanismo de salinização em região semi-árida - estudo dos açudes Pentecostes, Pereira de Miranda e Caxitoré no Ceará.** 1984. 152p. Tese (Doutorado) - Instituto Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE. **Plano Integrado de Recursos Hídricos do Nordeste.** [Recife], 1980. v. 4, 152 p.

THEIS, C. V. The relation between the lowering of the piezometric surface and rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. **Trans. Amer. Geophysics Union**, USA, v. 2, p. 519-524, 1935.

TUNDISI, J. G.; BRAGA, B.; REBOUÇAS, A. C. **Water for sustainable development**: the brazilian perspective. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 2000. p. 235-246 (Transition to Global Sustainability: the contribution of Brazilian Science).

UOP - JOHNSON DIVISION. **Ground Water and Wells**. St. Paul, MN, 1972. 482p.

WALTON, W.; HILLS, D. L.; GRUNDEEN, G. M. **Recharge from induced streambed infiltration under varying ground-water level and stream conditions.** [S.I.]: Minn. Water Resources Center. 1967. Bulletin 16.

WALTON, W. **Groundwater Resource Evaluation.** New York: McGraw Hill, 1970. 664p.

WARMING, G. A. **Suprimento de água no Nordeste do Brasil.** 2. ed. [S.I]: DNOCS; Insp. Fisc. Obras Contra as Secas, 1954. Boletim 6.

Capítulo 1.3

A ÁGUA SUBTERRÂNEA NO BRASIL

Albert Mente

1.3.1 Introdução

Neste capítulo, apresenta-se uma visão das principais ocorrências de água subterrânea no Brasil. Esta visão baseia-se, principalmente, no conhecimento adquirido durante a elaboração dos Mapas Hidrogeológicos do Brasil, escala 1/2.500.000 (1981) e 1/5.000.000 (1983), com algumas adições de conhecimento mais recente. Inicia-se com uma descrição referente à elaboração e princípios fundamentais do Mapa Hidrogeológico do Brasil, 1/5.000.000, 1983. Em seguida, descrevem-se as Províncias Hidrogeológicas do Brasil, seus conceitos básicos e, principalmente, as principais ocorrências de águas subterrâneas contidas nessas províncias e, por extensão, no Brasil.

1.3.2 Mapa Hidrogeológico do Brasil

A descrição sobre a água subterrânea no Brasil é baseada, principalmente, nos resultados obtidos na elaboração do Mapa Hidrogeológico do Brasil, na escala 1:2.500.000, de janeiro/79 a março/81 (Mente & Mont'Alverne, 1981) e 1:5.000.000, durante o ano de 1982. Apenas o último foi publicado pelo DNPM em 1983 (BRASIL, DNPM / CPRM, 1983).

Dados Disponíveis Utilizados

A confecção dos mapas hidrogeológicos supracitados foi baseada na análise dos resultados de aproximadamente 20.000 poços tubulares, cuja distribuição é apresentada na figura 1.3.1.

Os diferentes graus de investigação hidrogeológica no Brasil, válidos para a década de 80, são apresentados na figura 1.3.2. Indicam-se os graus de reconhecimento, geral e de detalhe, em ordem crescente de conhecimento, além das áreas com coberturas de mapas hidrogeológicos. Avaliando-se o mesmo quadro para a década de 90 (e até os dias atuais), constata-se que as áreas de cobertura de mapas hidrogeológicos não aumentaram substancialmente, porém, com relação ao conhecimento hidrogeológico nacional, houve certo progresso no grau geral e no de detalhe.

Observa-se, através dessas duas figuras, a concentração das informações hidrogeológicas na metade oriental do país, o que está de acordo com o quadro de ocupação do território nacional por seus habitantes. A metade ocidental – regiões Centro-Oeste e Norte – é praticamente desprovida de dados hidrogeológicos.

Metodologia

Fundamentalmente, utilizou-se como metodologia para elaboração da legenda, a caracterização, em termos hidrogeológicos, das grandes unidades geológicas do país, classificando-as de acordo com sua importância relativa como aqüífero no âmbito do território nacional. A base geológica utilizada para a sistematização hidrogeológica foi o Mapa Geológico do Brasil (versão preliminar), escala 1:2.500.000 (DNPM/CPRM, 1979).

Essa importância relativa das rochas como aqüíferos foi definida através de suas propriedades intrínsecas (porosidade e permeabilidade), condições de ocorrência (extensão, espessura e estrutura) e explotabilidade (fácil, regular, difícil). Assim sendo, o conjunto das grandes unidades geológicas do Brasil foi enquadrado em 11 (onze) classes principais de terrenos hidrogeológicos, da seguinte forma:

- sedimentos clásticos não consolidados, com importância hidrogeológica relativa alta;
- sedimentos clásticos consolidados, com importância hidrogeológica relativa alta;
- sedimentos clásticos não consolidados e consolidados, com importância hidrogeológica relativa média;
- sedimentos clásticos não consolidados e consolidados, com importância hidrogeológica relativa baixa;
- rochas básicas e intrusivas associadas, com importância hidrogeológica relativa média a baixa;
- rochas metaclásticas e/ou carbonáticas, com importância hidrogeológica relativa média a baixa;

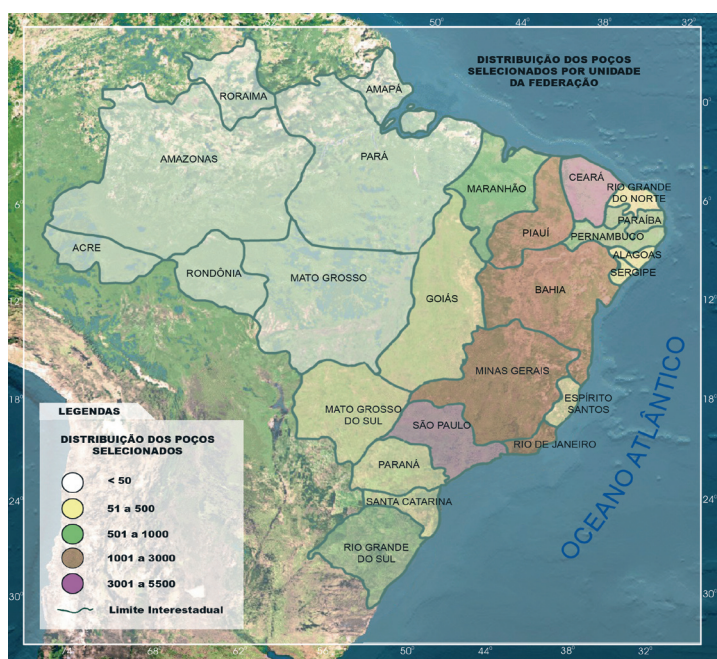



Figura 1.3.1 - Distribuição dos poços utilizados no Mapa Hidrogeológico do Brasil (modificado de BRASIL. DNPM/ CPRM, 1983).

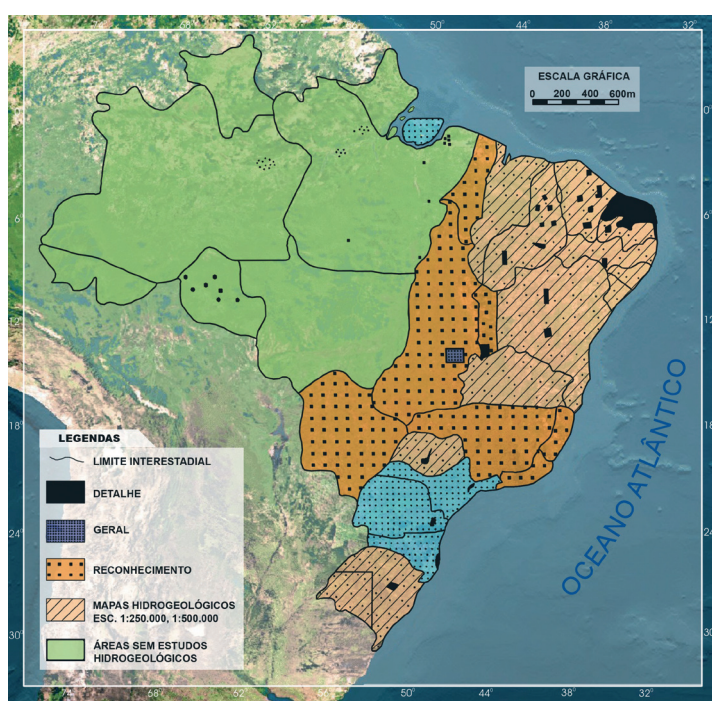



Figura 1.3.2 - Graus de investigação hidrogeológica do Brasil (modificado de BRASIL. DNPM/CPRM, 1983).

- rochas carbonáticas, com importância hidrogeológica relativa média a baixa;
- rochas metamórficas (exceto as do Nordeste), com importância hidrogeológica relativa baixa;
- sedimentos clásticos não consolidados e consolidados, com importância hidrogeológica relativa muito baixa;
- rochas metamórficas do Nordeste, com importância hidrogeológica relativa muito baixa; e
- rochas intrusivas e efusivas associadas, com importância hidrogeológica relativa muito baixa.

As 11 (onze) principais classes de terrenos hidrogeológicos do país foram distribuídas em três grandes grupos ou domínios fundamentais de ocorrência de águas subterrâneas:

- rochas porosas, com importância hidrogeológica alta a baixa;
- rochas fraturadas, com importância hidrogeológica relativa média a baixa; e
- rochas porosas ou fraturadas, com importância hidrogeológica relativa muito baixa.

Esses três grupos fundamentais de ocorrência de águas subterrâneas correspondem, em princípio, a outros grupos classificatórios existentes e internacionalmente conhecidos:

- formações permeáveis, com permeabilidades primárias, constituídas de sedimentos não consolidados a consolidados;
- formações permeáveis, com permeabilidades secundárias, constituídas de rochas compactas fraturadas;
- formações impermeáveis, constituídas de sedimentos e rochas compactas fissuradas.

A classificação qualitativa, acima descrita, possibilitou a representação cartográfica das grandes unidades hidrogeológicas do país, de forma sistemática (Mente*, et al*., 1980) e constituiu o primeiro ponto relevante na elaboração do mapa hidrogeológico.

Um segundo ponto importante na metodologia adotada foi a análise dessas unidades, com base em estudos pontuais, locais e regionais, utilizando-se o acervo de dados técnicos disponíveis, referentes aos poços tubulares, com o apoio do sistema de computação eletrônica (Leal *et al*., 1980). O resultado foi apresentado através dos conceitos de **Produtividade de Aqüífero** (muito elevada, elevada, elevada a média, média a fraca e muito fraca), **Poços Representativos do Aqüífero** e **Poço Individual,** que constituem elementos-base (símbolos) do mapa.

Um terceiro ponto de relevância, talvez o mais importante, foi a introdução do conceito de **Província Hidrogeológica**, como meio de sistematização e localização das grandes unidades hidrogeológicas existentes no país, representando um elemento-chave para o fácil manuseio e compreensão do mapa hidrogeológico (Pessoa *et al*., 1980).

Foi considerado uma província hidrogeológica como sendo uma região caracterizada pela similitude geral do modo de ocorrência das águas subterrâneas principais. Vale ressaltar que destacam-se os fatores geológicos e fisiográficos entre os elementos que contribuem mais para essa definição, embora outros fatores tenham sido considerados. O conceito de província hidrogeológica, conforme acima descrito, será abordado com detalhes mais adiante.

Geologia, Aspectos Climáticos e Fisiográficos

Geologia, morfologia, clima, hidrologia, vegetação e solos constituem fatores que, em conjunto, determinam a ocorrência de água subterrânea de uma região. A geologia, como fator de destaque na determinação da distribuição e importância das estruturas armazenadoras de água subterrânea, será abordada em primeiro lugar. Os demais fatores serão tratados de modo sumário, com o intuito de proporcionar uma visão geral da influência que cada um deles exerce na definição das condições hidrogeológicas do país, retratadas no Mapa Hidrogeológico do Brasil.

Fundamentos Geológicos

Sendo a geologia um elemento fundamental de qualquer mapa hidrogeológico, apresenta-se, a seguir, uma definição sumária da geologia do Brasil, com o duplo propósito de fornecer alguns elementos básicos que facilitem uma melhor compreensão dos conceitos hidrogeológicos do mapa e de dar uma visão geológica geral do país aos menos familiarizados com o assunto.

O território brasileiro é formado, em sua maior parte (mais de 50%), de rochas metamórficas e eruptivas, quase todas de idade pré-cambriana. Estas rochas, que cobrem uma área aproximada de 4,6 milhões de quilômetros quadrados, constituem o embasamento que faz parte integrante da plataforma sul-americana. O embasamento é subdividido em grandes escudos: o das Guianas, no norte; o Escudo Brasil Central, no interior do país, ao sul do rio Amazonas; e o Escudo Atlântico, situado na borda atlântica.

Distinguem-se as coberturas do embasamento, das quais as maiores correspondem às grandes bacias sedimentares do Amazonas, Parnaíba e Paraná, cujas formações se deram a partir do Siluriano Inferior. Outras coberturas, de extensão menor e de várias idades, espalham-se pelo embasamento.

Tendo em vista a natureza do embasamento e suas coberturas, foram distinguidas as províncias estruturais brasileiras, apresentadas na figura 1.3.3 (Almeida *et al*., 1977). Uma melhor caracterização das três grandes bacias sedimentares, representadas também como províncias estruturais, pode ser obtida através da figura 1.3.4. As províncias, acima citadas, podem ser agrupadas de modo a permitir visualizar claramente as sucessivas etapas da evolução tectônica estrutural do Brasil (tabela 1.3.1).

Uma visão generalizada das condições geológicas do Brasil pode ser obtida através da figura 1.3.5, que apresenta o conjunto do embasamento e as coberturas paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas. As suas feições correspondem àquelas constantes da base geológica acima mencionada (DNPM/CPRM, 1979). Nota-se que as coberturas de idade arquenana a proterozóica superior, tais como as pertencentes aos escudos São Francisco, Tapajós e das Guianas (por exemplo: pEbf = Beneficente; pEcp = Chapada Diamantina etc.), não foram destacadas nessa figura.

Aspectos Climáticos e Fisiográficos

O Brasil, com uma superfície de 8.511.996,3 km², é um país tropical em sua maior parte, devido, sobretudo, à sua situação geográfica, atravessado pela linha do equador à altura da Amazônia e

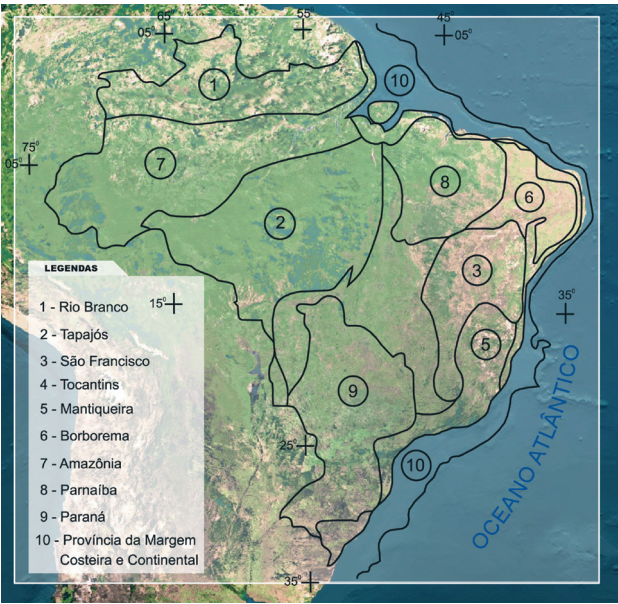



Figura 1.3.3 - Províncias Estruturais do Brasil (modificado de Almeida, 1977).

Figura 1.3.4 - Bacias e Províncias do Amazonas, Parnaíba e Paraná (modificado de Almeida, 1977).

passando o trópico de Capricórnio pela latitude da cidade de São Paulo. Portanto, quase todo o seu território encontra-se dentro da zona tropical ou tórrida, com exceção dos estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Azevedo (1972) observou que essa tropicalidade manifesta-se:

- na predominância dos climas quentes do tipo equatorial ou tropical;
- na predominância, quanto aos regimes dos rios, do tipo fluvial, com suas enchentes no fim de verão e vazantes no inverno;
- na presença de extensas áreas de florestas quentes e úmidas, como Hiléia Amazônica e a Mata Atlântica, e de formações como os campos, os serrados e as caatingas, que refletem condições climáticas mais rigorosas.

Além disso, o relevo é moderado, com altitudes máximas em torno de 3.000 metros e com médias altimétricas menores que 1.000 metros.

Morfologia

O território brasileiro é predominantemente constituído por rasas planícies flúvio-marinhas e planaltos de modestas altitudes, chegando a pouco mais de 3.000 metros o seu ponto mais elevado. Na tabela 1.3.2 representam-se as zonas hipsométricas e superfícies correspondentes, referidas à área do país (Guerra, 1972) e na figura 1.3.6 apresentam-se as principais unidades de relevo do Brasil.

Clima

No Brasil, em geral, são distinguidos os seguintes climas: equatorial, tropical, semi-árido e subtropical, os quais resultam da circulação geral do ar na zona dos alísios. Além destes tipos, observam-se variedades climáticas regionais, que resultam do traçado litorâneo e das linhas do relevo (figura 1.3.7). O mapa de isoietas médias anuais, incorporado como mapa de encarte no

	Escudo das Guianas	Escudo do Brasil Central	Escudo Atlântico	Coberturas
Crátons (consolidados a mais de 1.700 milhões de anos)	Rio Branco	Tapajós	São Francisco	
Faixas de Dobramento (evoluídas entre 1.700 e 500 milhões de anos)		Tocantins	Borborema Mantiqueira	
Bacias (Sinéclises) Paleozóicas				Amazônica Parnaíba Paraná
Bacias Mesocenozóicas				Província Costeira e Margem Oriental

Tabela 1.3.1 - Províncias estruturais brasileiras (adaptado de Almeida, 1977).

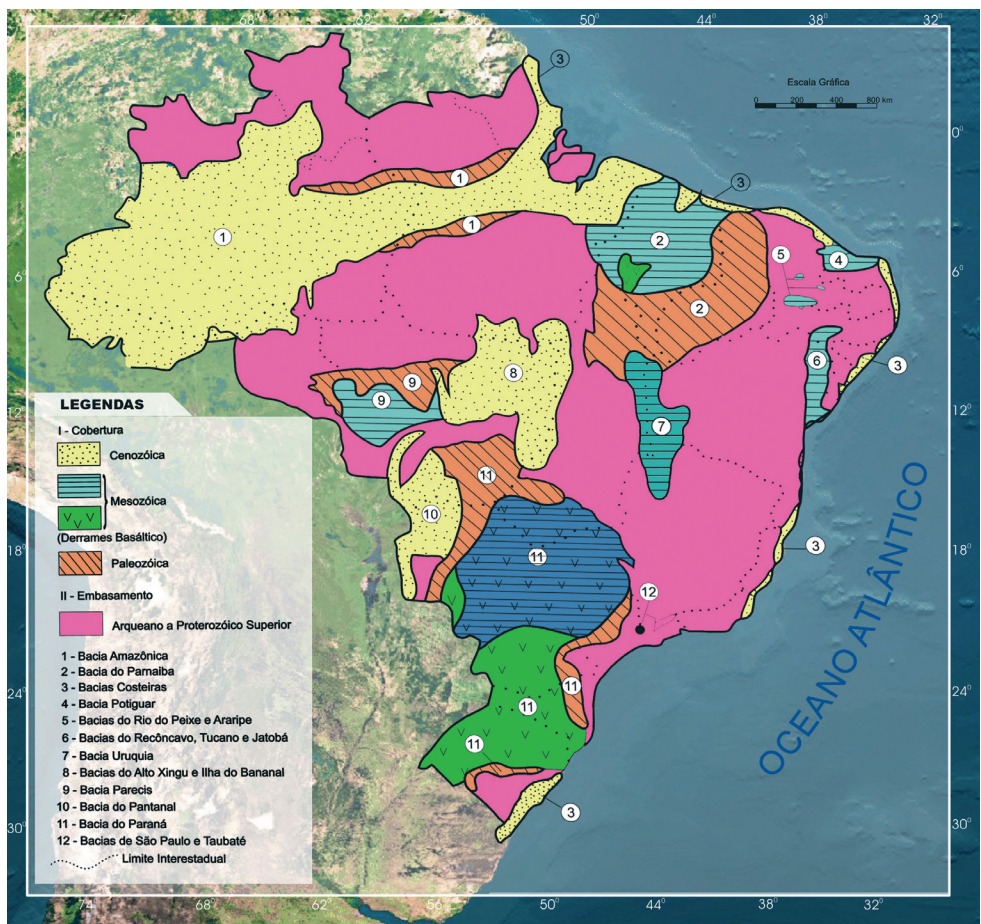



Figura 1.3.5 - Esboço Geológico do Brasil (modificado de BRASIL. DNPM/CPRM, 1981).

Classe de Relevo	Zonas Hipsométricas (m)	Superfície (x 1.000 km²)	% em Relação à Área do Brasil
Terras baixas	0 - 100 100 - 200	2.050 1.439	24,1 16,9
Planaltos e Serras	200 - 500 500 - 800 800 - 1.200	3.152 1.250 575	37,0 14,7 6,8
Áreas culminantes	mais de 1.200	46	0,5
Total do Brasil		**8.512**	**100,0**

Tabela 1.3.2 - Classes de relevo e zonas hipsométricas do Brasil (Guerra, 1972).

Mapa Hidrogeológico do Brasil (figura 1.3.8), mostra claramente a variedade pluviométrica apresentada nos diferentes tipos de clima que ocorrem no país.

Hidrologia

A rede hidrográfica brasileira, considerada no mapa hidrogeológico do Brasil, é formada por um grande número de bacias de extensão e importância variadas. Com o objetivo de melhor agrupá-las, algumas subdivisões já foram propostas no passado. Uma delas, adotada pelo Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica - DNAEE, agrupa os cursos d'água brasileiros em 8 bacias ou regiões hidrográficas (figura 1.3.9). Na tabela 1.3.3 estão apresentadas as bacias hidrográficas e respectivas áreas de drenagem, referidas à superfície do território nacional.

A tabela 1.3.4 mostra as vazões médias anuais e as vazões específicas, para o período indicado, dos maiores rios de cada uma das bacias hidrográficas descritas, nos pontos mais próximos às suas desembocaduras e conforme representação no Mapa Hidrogeológico do Brasil.

Figura 1.3.6 - Principais unidades de relevo do Brasil (modificado de Azevedo, 1972).

Figura 1.3.7 - Climas do Brasil (modificado de BRASIL. DNPM/ CPRM, 1981).

Figura 1.3.8 - Isoietas - médias anuais em mm, período: 1931-1960 (modificado de BRASIL. DNPM/ CPRM, 1983).

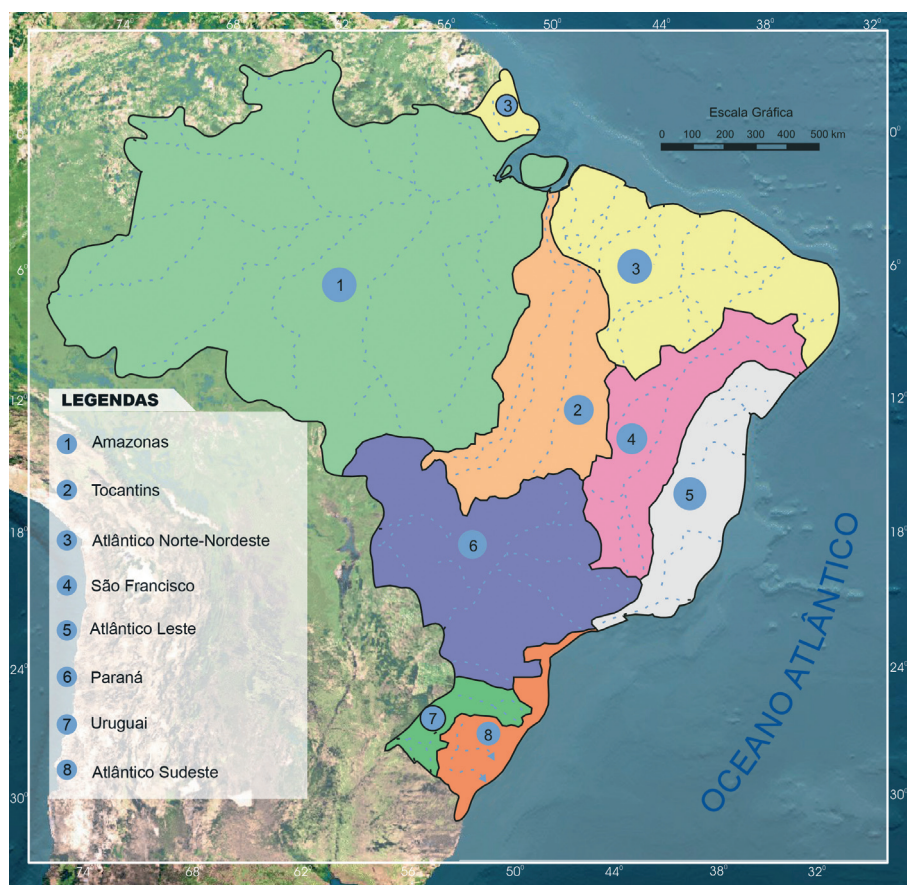



Figura 1.3.9 - Bacias Hidrográficas do Brasil (modificado de BRASIL. DNPM/CPRM, 1981).

Bacias ou Regiões Hidrográficas	Área de Drenagem (x1.000 km²)	% do Território Nacional
1. Amazonas	3.904	45,86
2. Tocantins	803	9,43
3. Atlântico Norte-Nordeste	966	11,35
4. São Francisco	632	7,42
5. Atlântica Leste	569	6,69
6. Paraná	1.236	14,53
7. Uruguai	179	2,09
8. Atlântica Sudeste	224	2,63
Total do Brasil	**8.512**	**100,00**

Tabela 1.3.3 - Bacias Hidrográficas do Brasil (DNAEE).

Vegetação e Solos

Devido às suas dimensões, tipos climáticos e condições morfológicas, o Brasil apresenta uma cobertura vegetal variada, bem como um número considerável de unidades de solos. Entre os grupos vegetais, nota-se a predominância de florestas e formações complexas (figura 1.3.10).

Queiroz Neto (*in* Azevedo, 1972) divide o Brasil em sete regiões e sub-regiões edafológicas, cada uma caracterizada por um tipo de solo ou associação de solos dominantes. Os solos mais freqüentes do território nacional são os latossolos, seguidos dos podzólicos vermelho-amarelos. Na tabela 1.3.5 apresenta-se um sumário das regiões edafológicas do Brasil e cobertura vegetal associada.

1.3.3 Províncias Hidrogeológicas do Brasil

Conceito de Província Hidrogeológica

Uma Província Hidrogeológica é uma região de características gerais semelhantes com relação às principais ocorrências de águas subterrâneas. (Tolman, 1937). Na classificação regional de águas subterrâneas, utiliza-se, com freqüência, o conceito de província hidrogeológica para fins comparativos e descritivos, e com o objetivo de estabelecer as prováveis características das grandes ocorrências de água subterrânea dessas províncias. Às vezes indicam-se, também, os métodos de aproveitamento das águas subterrâneas, passíveis de serem utilizados com êxito em toda a província.

Considerando que as principais ocorrências de águas subterrâneas numa região encontram-se, muitas vezes, à pouca profundidade da superfície, outras vezes, em profundidades maiores e, ainda, em outras circunstâncias, tanto subsuperficialmente como em profundidade, devem ser levadas em consideração todas essas possibilidades de ocorrências na definição e delimitação das províncias hidrogeológicas.

Entre os fatores que contribuem para a definição de uma província hidrogeológica destacam-se o geológico e o fisiográfico. O fator geológico é o mais importante, visto que a litologia, a estrutura e

Bacia ou Região Hidrográfica	Rio	Estação	Área de Drenagem (km²)	Vazão Média (m³/s)	Vazão Específica (L/s/km²)	Período de Observação
1. Amazonas	Amazonas	Óbidos	4.640.285	97.446	21,00	1968/78
2. Tocantins	Tocantins	Tucuruí	759.000	9.685	12,80	1949/78
3. Atlântico Norte-Nordeste	Pindaré	Pindaré-Mirim	34.030	241	7.08	1973/77
	Itapicuru	Catanhende	49.500	247	4,99	1963/70
	Parnaíba	Porto Formoso	282.000	930	3,30	1973/77
	Jaguaribe	Peixe Gordo	48.200	205	4,25	1973/77
	Capibaribe	Limoeiro	5.735	12	2,10	1973/75
4. São Francisco	São Francisco	Traipu	627.790	3.060	4,90	1928/68
5. Atlântico Leste	Itapecuru	Altamira	35.168	37	1,07	1964/77
	Paraguaçu	Pedra de Cavalo	53.959	80	1,49	1964/74
	De Contas	Ubaitaba	56.307	106	1,88	1936/76
	Jequitinhonha	Itapebi	68.114	376	5,50	1931/76
	Doce	Colatina	76.616	1.015	13,20	1938/70
	Paraíba	Campos	55.770	810	14.50	1934/76
6. Paraná	Paraná	Guaíra	800.000	8.920	11,20	1920/71
7. Uruguai	Uruguai	Uruguaiana	189.000	3.901	20,60	1908/74
8. Atlântico Sudeste	Ribeira do Iguape	Iporanga	12.150	180	14,80	1952/68
	Itajaí-Açú	Indaial	11.151	197	17,70	1934/75
	Jacuí	Dona Francisca	13.975	306	21,90	1939/76
	Tacuarí	Lajoado	23.272	483	20,60	1939/75

Tabela 1.3.4 - Vazões características de rios brasileiros (DNAEE).

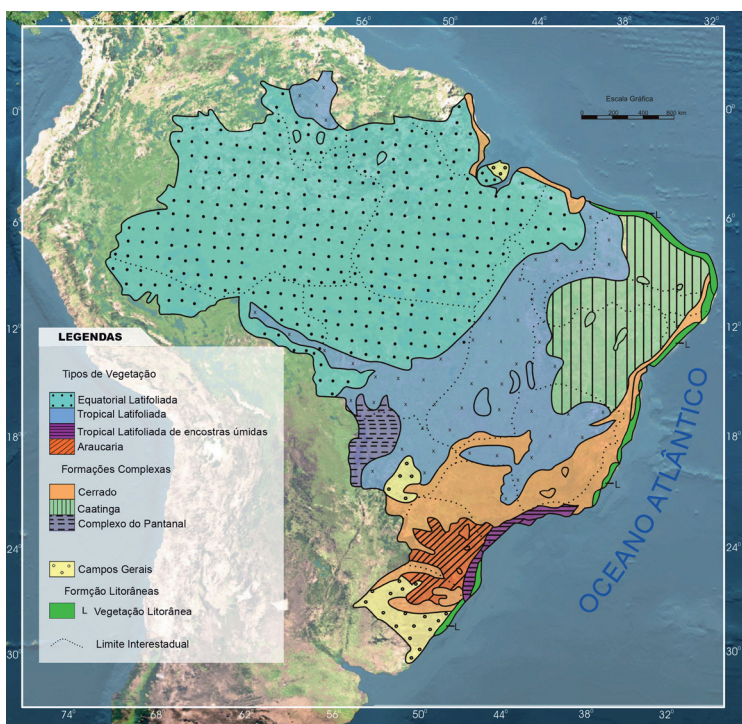



Figura 1.3.10 - Formações Vegetais do Brasil (modificado de BRASIL. DNPM/CPRM, 1981).

REGIÃO	VEGETAÇÃO TÍPICA	TIPOS DE SOLOS
Amazônica	Floresta latifoliária equatorial com ilhas de campos e savanas.	Latossolos amarelos variando de arenosos a argilosos associados a solos hidromórficos e regossolos.
Cerrados	Cerrado: árvores pequenas (4 a 8 m) de troncos e galhos retorcidos, irregularmente espalhados, em meio a uma cobertura de gramíneas com 50 cm de altura.	Latossolos arenosos ou argilosos, cascalhentos, permeáveis, muito pobres em bases e ácidos.
Nordeste semi-árido e sub-úmido	Caatinga: reúne tipos vegetais lenhosos, que perdem as folhas na estação seca e se acham mais ou menos dispersos sobre um solo, em geral, raso e pedregoso. Plantas xerófilas ocorrem ou não, de acordo com condições locais.	Mediterrânicos vermelho-pardos, litossolos, solos pedregosos, latossolos amarelos, áridos, grumossolos, salinos. Em geral, os solos são rasos e pedregosos.
Terras baixas costeiras do leste e sudeste	Vegetação arbustiva a arbórea muito densa, (jundu), manguezais e vegetação semelhante à floresta latifoliada tropical.	Sucessão regossolopodzol hidromórfico, gleis húmicos, solos orgânicos e aluviões.
Florestas tropicais do leste e do sul	Floresta latifoliada tropical no Planalto Atlântico do Brasil Sudeste e parte adjacente da bacia do Paraná.	Latossolos, podzólicos, vermelho-amarelos e os intergrades no Pantanal Atlântico; latossolos roxo argilosos a areno-argilosos profundo a porosos; podzólicos vermelho-amarelos distrófico na bacia do Paraná.
Planalto meridional subtropical	Mata de Araucária nas partes do relevo e floresta latifoliada nos vales dos grandes rios; grandes extensões de campos limpos, em alguns trechos.	Latossolos vermelho escuros argilosos sobre os basaltos, latossolos pardos, podzólicos vermelho-amarelos
Pantanal mato-grossense e região panteana	Complexo do Pantanal: reúne todos os tipos vegetais encontrados nas outras regiões. Entretanto, destacam-se áreas com predominância de paratudo (paratudais), palmeira canaodá (canandazais) e buriti (buritizais).	Prevê-se o domínio de solos hidromórficos, gleis orgânicos e aluviões, além dos grumussolos.

Tabela 1.3.5 - Regiões de vegetação e solos do Brasil.

a tectônica controlam as condições de ocorrência, movimento e qualidade das águas subterrâneas. Em seguida vem o fisiográfico, compreendendo o clima, a morfologia, a hidrografia, os solos e a vegetação, os quais podem operar mudanças radicais nas condições da água do subsolo, favorecendo ou não a produtividade hídrica de uma determinada região (Pessoa *et al,* 1980).

Uma rápida comparação entre as feições das figuras 1.3.5, Esboço Geológico do Brasil, e 1.3.11, Províncias Hidrogeológicas do Brasil, demonstra claramente a semelhança entre as duas figuras, enfatizando o peso preponderante do fator geológico dentre os critérios para separação de Províncias. No entanto, observam-se no detalhe algumas divergências na configuração das Províncias, geralmente do tipo abrangente em áreas maiores, o qual é conseqüência do fator fisiográfico, considerado preponderante.

Vale salientar que a divisão de províncias hidrogeológicas é dinâmica, ou seja, à medida que surgem novas informações relevantes, uma determinada província poderá ser sujeita a modificação ou subdivisão.

Atualmente, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM está elaborando o Mapa Hidrogeológico do Brasil ao Milionésimo em ambiente SIG, previsto para ser lançado em 2010. Em sua primeira fase, foi estruturada a base geológica, cujos resultados permitiram o lançamento, em 2006, do **Mapa de Domínios e Subdomínios Hidrogeológicos do Brasil** na escala 1:2.500.000**.** O conceito de Domínio Hidrogeológico, tal como utilizado no mapa, foi definido como representativo de um conjunto de unidades geológicas com similaridades hidrogeológicas, tendo como base, principalmente, as características litológicas das rochas. Com base neste critério e utilizando as informações da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004), o território brasilerio foi dividido em sete grandes Domínios Hidrogeológicos, conforme ilustrado na figura 1.3.12.

Nos Estados Unidos da América, onde historicamente se desenvolveu o conceito de Província Hidrogeológica, e que em termos de extensão continental e complexidade geológica se assemelha com o Brasil, foram criadas originalmente 21 províncias sob a orientação do hidrogeólogo-mor Oscar E. Meinzer (1923).

Posteriormente, este número foi reduzido a 10, após consolidação e reagrupamento efetuado por Thomas (1952) (*in:* Bouwer, 1978). A título de comparação, no Brasil estabeleceu-se, por coincidência, também 10 províncias hidrogeológicas, além de 15 subprovíncias (figura 1.3.11).

Na elaboração dos mapas hidrogeológicos do Brasil, 1/2.500.000 e 1/5.000.000, a adoção das províncias hidrogeológicas do país mostrou-se de grande utilidade, possibilitando, de modo efetivo, a descrição e análise das unidades e sistemas hidrogeológicos existentes. Contribuiu, também, para facilitar a leitura do mapa, ao permitir um melhor intercâmbio de informações entre legenda e a apresentação cartográfica e vice-versa.

Figura 1.3.11 - Províncias Hidrogeológicas do Brasil (modificado de BRASIL. DNPM/CPRM, 1981).

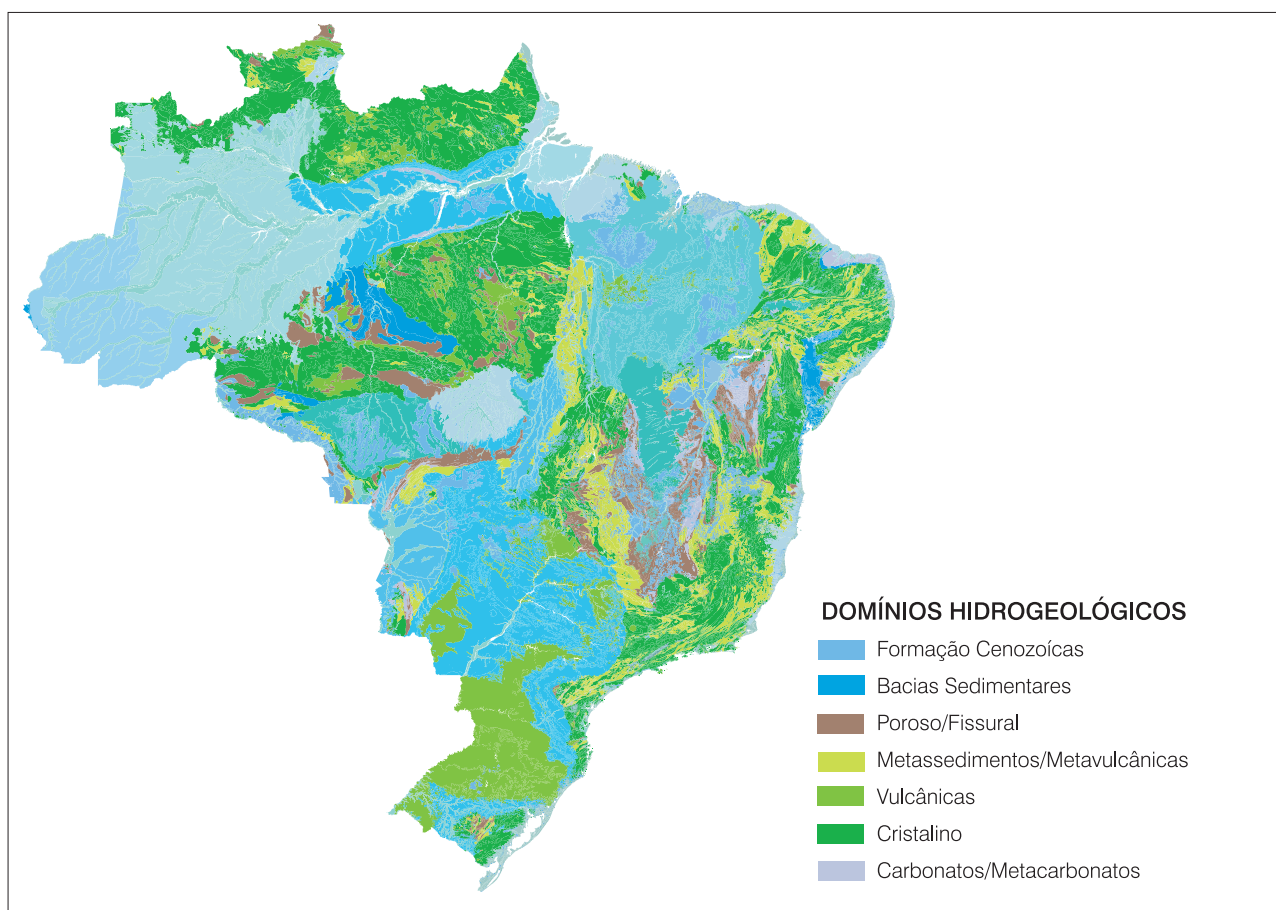



Figura 1.3.12 - Domínios Hidrogeológicos do Brasil (adaptado de CPRM, 2007).

A descrição sumária, a seguir, sobre as condições de água subterrânea nas diversas províncias hidrogeológicas do Brasil, mostra, em linhas gerais, as principais unidades e/ou sistemas hidrogeológicos de cada província, de acordo com suas características lito-estratigráficas e potencial hidrogeológico.

Província Escudo Setentrional

Os melhores aqüíferos localizam-se nas áreas de ocorrência das areias e arenitos finos, médios e grosseiros, que constituem as aluviões (Q) e a cobertura do Cenozóico (Qbv = Boa Vista), Mesozóica (JKt = Tacatu) e Proterozóico Superior (p€ro = Roraima; p€bf = Beneficente).

Nas rochas cristalinas do Embasamento (p€), os aqüíferos limitam-se às zonas fraturadas, eventualmente ampliadas por material argilo-arenoso do manto de intemperismo.

Cabe enfatizar que estas estimativas representam avaliações qualitativas, baseadas, principalmente, nas características litológicas e fisiográficas da província, haja vista a escassez de dados hidrogeológicos nessa região. Apenas sobre os aqüíferos Boa Vista e Aluviões dispõe-se de algumas informações de poços.

Província Amazonas

As escassas informações hidrogeológicas restringem-se aos aqüíferos dos depósitos arenosos do Cenozóico (TQs = Solimões; TQac = Alter do Chão), que apresentam bons índices de produtividade de aqüífero em diversas áreas (Belém, Ilha de Marajó, Santarém e Manaus). A captação é efetuada tanto por poços tubulares (com profundidades de 60 a 250 m), como por sistemas de ponteiras e poços amazonas. As vazões são extremamente variáveis, com valores de 30 a 200 m³/h. Dos outros sistemas aqüíferos (Qa = Aluviões; Km = Moa; Ct = Tapajós; SDu = Urupadi) existem apenas informações esporádicas quanto aos seus comportamentos hidrogeológicos. As águas apresentam-se, geralmente, com teores de sais muito baixos. Entretanto, muitas requerem correções devido à sua acidez e altos teores de ferro, antes de serem utilizadas nos sistemas de abastecimento d'água.

Os poços para abastecimento de diversas localidades em Manaus captam apenas os aqüíferos de menor profundidade. A base desses poços, a cerca de 200 m, é, geralmente, constituída de camadas com predominância de calcário (Formação Nova Olinda). As vazões de poços não vão além de algumas dezenas de m³/h. De acordo com os dados do poço

exploratório da Petrobras (Mn-st-01-AZ), perto de Manaus, que atravessou uma espessura total de 1.500 metros de sedimentos, sem, contudo, atingir o embasamento pré-cambriano, existem formações à grande profundidade (Prosperança e Trombetas) com certas possibilidades hidrogeológicas. A verificação do potencial explotável destas e, eventualmente, de outras unidades mais superiores existentes no pacote sedimentar, somente poderá ser analisada com base na comparação entre os custos de captação de água subterrânea – utilizando-se diversas hipóteses, das mais pessimistas às mais otimistas – e os custos da água de origem superficial. Seria uma obra tipicamente para o Governo, em face dos elevados investimentos necessários e da incerteza quanto ao sucesso da pesquisa, porém com a perspectiva de benefícios no campo social e de saúde para a região Manaus.

Vale observar que no Estado do Amazonas, cuja quase totalidade territorial está inserida na Província Amazonas, o manancial subterrâneo, em virtude do fator qualidade, desempenha papel fundamental no suprimento d'água, apesar da abundância das águas de superfície. Em meados dos anos 1990, das 58 localidades atendidas pela Cosama - Companhia de Saneamento do Amazonas, 28, ou seja, 48% do total, eram abastecidas através de água subterrânea. Em termos volumétricos, a contribuição era de 608,5 L/s (52%) na produção total. Para a capital Manaus, a participação de água subterrânea no abastecimento público era de 1.711 L/s (32,9%) na produção total. Atualmente a participação da água subterrânea no abstecimento é, ainda, maior.

Província Escudo Central

Em face da ausência quase total de informações hidrogeológicas, estima-se que os aqüíferos mais promissores correspondem aos arenitos proterozóicos (p€bf = Beneficente; p€pn = Pacaás Novas). As rochas fraturadas do embasamento (p€) devem apresentar, também, razoáveis possibilidades hídricas, devido aos altos índices pluviométricos da área. Os outros sistemas aqüíferos (Qa = Aluviões antigas; Aça = sedimentos colúvio-aluviais; SDab = Água Bonita; p€gt = Gorotire; p€pb = Pimenta Buena e p€rf = Rio Fresco) foram classificados como pequenos quanto à sua importância hidrogeológica representativa, tendo em vista a litologia com predominância de folhelhos e/ou siltitos sobre areias e/ou arenitos, ou devido às áreas de ocorrência muito restritas.

No Estado do Pará, com extensão territorial substancial inserida nas rochas fraturadas do embasamento da Província Escudo Central, constata-se que o sistema do aqüífero fraturado é capaz de atender às demandas hídricas das pequenas comunidades, e de forma economicamente compatível com as disponibilidades financeiras dos municípios de pequeno e médio porte (Marques & Araújo, 1994). O mesmo ocorre nos Estados de Mato Grosso e Rondônia, onde as expressões territoriais dentro da mesma província são igualmente grandes.

Em Redenção, cidade no sul do Pará, a prospecção hidrogeológica, com apoio de trabalhos de geofísica (eletroresistividade), indicou algumas estruturas favoráveis no substrato granítico da área. Dois poços testes de 60 metros de profundidade obtiveram vazões de 30 m³/h e 40 m³/h, respectivamente, ou seja, três a quatro vezes superior à média esperada para este ambiente geológico (Araújo, *et al*., 1994).

Província Parnaíba

A bacia sedimentar do Parnaíba (também chamada do Meio-Norte) abrange uma superfície de 600.000 km² e representa a principal Província Hidrogeológica na região do Nordeste brasileiro. São os seguintes fatores geológicos que, em conjunto, condicionam a hidrogeologia da área:

- a forma da bacia quase circular;
- os falhamentos da borda oeste;
- os mergulhos das camadas geológicas dirigidas para o interior da bacia;
- os respectivos eixos de maior subsidência das unidades Serra Grande e Cabeças;
- as intrusões de diabásio.

As formações geológicas apresentam-se conforme uma série alternada de camadas permeáveis e menos permeáveis, dando origem a três sistemas aqüíferos de extensão regional, em condições hidráulicas livres e confinadas (às vezes surgentes).

Os principais sistemas aqüíferos, ordenados conforme sua importância de produção, são: 1) Cabeças (Dc), 2) Serra Grande (SDsg) e 3) Poti-Piauí (Cpi). Outros aqüíferos menos produtivos correspondem às Formações Motuca (PTRm), Corda (Jc) e Itapecuru (Ki). Os três principais sistemas aqüíferos possuem, em geral, águas de boa qualidade química, havendo, porém, riscos de salinidade para o interior da bacia.

Os aqüíferos principais, Cabeças e Serra Grande, poderão ser captados através de poços com profundidades de até 400 e 700 m, respectivamente, nas áreas rebaixadas dos vales e nas zonas de ocorrência das formações impermeáveis confinantes, principalmente no Estado do Piauí. As vazões de explotação dos poços perfurados podem variar de algumas dezenas até várias centenas de m³/h.

No Estado do Piauí, que se insere em sua quase totalidade (90% da área) na Província Parnaíba, os principais sistemas aqüíferos, Cabeças, Serra Grande e Poti-Piauí, além de outros de menor porte, vêm sendo aproveitados intensivamente para o abastecimento público. Muitas indústrias e particulares também

utilizam o manancial subterrâneo para suprir suas necessidades de água. No Vale do Gurguéia, sul do Piauí, o Projeto de Irrigação do DNOCS explota os aqüíferos profundos (Cabeças e Serra Grande) para a agricultura irrigada. Feitosa *et al*. (1990) analisando as baterias de poços existentes no Vale do Gurguéia, PI, propuseram a explotação de uma descarga global de 3.577 m³/h, capaz de irrigar uma área de 850,0 ha distribuída, em módulos, ao longo de 100 km. Acrescentaram, ainda, que essa descarga podia ser considerada como sustentável.

O Estado do Maranhão é parte integrante da bacia do Meio-Norte que conta com uma espessura total superior a 2.000 metros. Levando em consideração o relevo da região maranhense, marcado por topografias elevadas, torna-se problemática a captação dos principais sistemas aqüíferos (Cabeças, Serra Grande e Poti-Piauí), devido aos níveis d'água profundos. Aqui podem ser considerados, para efeito de perfurações para água, os seguintes aqüíferos: Corda-Motuca (Jc, PTRm), Codó (Kco), parcialmente, e Itapecuru (Ki). Os poços perfurados nestes aqüíferos apresentam profundidades variando de 100 a 400 metros, produzindo vazões de algumas até várias dezenas de m³/h (média em torno de 20 m³/h). As águas são geralmente de boa qualidade química, com exceção das do aqüífero Codó, que se apresentam, muitas vezes, com altos índices de dureza.

Província São Francisco

Predominam os aqüíferos restritos às zonas fraturadas em quartzitos, metagrauvacas, metaconglomerados, calcários e dolomitos, de idade proterozóica superior (p€cp = Chapada Diamantina e p€b = Bambuí). Os aqüíferos tornam-se mais amplos quando ocorrem associados com rochas porosas do manto de intemperismo ou, no caso dos calcários ou dolomitos, onde a dissolução cárstica atuou amplamente. Poços tubulares de 60 a 200 metros de profundidade fornecem vazões da ordem de 10 m³/h.

Outro sistema aqüífero é encontrado nas coberturas de extensão regional formadas por sedimentos mesozóicos, Ku = Urucuia (+ Areado + Mata da Corda), que consistem de arenitos predominantes sobre argilitos e conglomerados. O conhecimento deste sistema aqüífero, ainda, é muito pequeno e, durante muito tempo, baseado nas condições morfológicas (tabuleiro elevado) e litológicas (arenitos finos com intercalações de argilas e conglomerados), apontou para uma restrição do potencial hidrogeológico. Entretanto, hoje, já se tem conhecimento de espessuras muito maiores que as presumidas inicialmente e existem poços com elevadas vazões, sendo utilizados para irrigação. Este fato é bastante preocupante, pois este aqüífero ocupa uma função reguladora bastante importante para o escoamento do trecho médio do rio São Francisco.

Sedimentos aluviais (Q, Qa) e colúvio-aluviais (Qca), compostos por arenitos finos, areias e cascalhos, proporcionam bons ou razoáveis aqüíferos. Coberturas terciário-quaternários (TQdl) de areias e areias argilosas formam aqüíferos locais, restritos.

No Estado da Bahia encontra-se a maior parte da Província São Francisco. Os domínios hidrogeológicos de destaque são: 1) domínio dos Calcários e 2) domínio dos Quartzitos. No domínio dos Calcários, o aqüífero p€b-Bambuí tem sua maior representação territorial na região da Chapada de Irecê. Atualmente, já existem mais de 2.000 poços tubulares para abastecimento de localidades e utilização em pequenos projetos de irrigação. No domínio dos quartzitos o aqüífero p€cp-Chapada Diamantina, com maior expressão areal na região homônima, o aproveitamento das águas subterrâneas através de perfurações de poços também já é bastante avançado.

Apresentam-se como exemplo na tabela 1.3.6 algumas características médias sobre os principais aqüíferos da província na Bahia (Cunha, *et al*, 1986), com base nos dados de poços cadastrados na CERB - Companhia de Engenharia Rural da Bahia, naquela época.

Aqüífero	Nº poços	Prof. média (m)	Vazão média (m³/h)	TDS-médio (mg/L)
P€b-Bambui	1280	88	9,8	250 - 1000
p€cp-Chapada Diamantina	215	74	8,9	250 - 1000

Tabela 1.3.6 - Poços perfurados na Província São Francisco - Estado da Bahia (adaptado de Cunha *et al.*, 1986).

Província Escudo Oriental

Consta de duas subprovíncias (Nordeste e Sudeste), onde predominam rochas cristalinas (gnaisses, xistos, migmatitos, granitos, quartzitos, entre outras), sendo o meio aqüífero representado pelas fissuras e diáclases interconectadas resultantes dos esforços tectônicos sofridos. Apresenta, em geral, potencial hidrogeológico muito fraco (Nordeste) ou fraco a médio (Sudeste). No Nordeste, o reduzido potencial hidrogeológico está relacionado às condições deficientes de circulação das águas subterrâneas, as quais, aliadas às condições de clima semi-árido, resultam nas taxas excessivas de salinidade dessas águas. No Sudeste, as condições climáticas propiciam um manto de alteração que pode atingir várias dezenas de metros de espessura, favorecendo melhores condições hídricas subterrâneas, tanto no aspecto quantitativo como qualitativo. Enquanto os poços no Sudeste apresentam vazões médias da ordem de 10 m³/h, com águas de boa qualidade química, no Nordeste as vazões têm valores médios entre 1 e 3 m³/h e as suas águas são, em geral, salinizadas (índices de STD – Sólidos Totais Dissolvidos – variando entre 1.000 e 35.000 mg/L), tornando-as, na maioria das vezes, inadequadas para

o consumo humano (ver distribuição da qualidade da água do semi-árido no capítulo 4.5, figuras 4.5.14 e 4.5.15). Dependendo, entretanto, de critérios de locação tecnicamente consistentes, que levam em conta os aspectos influentes ligados aos esforços tectônicos (tipo e distribuição dos fraturamentos) e os condicionamentos morfológico, hidrológico e litológico, poderá ser aumentada a probabilidade de obtenção de vazões razoáveis e de águas de potabilidade adequada, capazes de atender às necessidades do uso doméstico e do abastecimento de pequenas comunidades. O limite econômico de perfuração no Sudeste situa-se em torno de 120 metros de profundidade, enquanto no Nordeste o mesmo é de aproximadamente 60 metros.

Província Paraná

Situada na parte meridional do país e correspondendo à bacia sedimentar do Paraná, esta província inclui-se entre as áreas de melhor produtividade de aqüífero. Sedimentos, em geral, clásticos e intrusões e derrames básicos preenchem a bacia, atingindo uma espessura máxima de 7.800 metros. O aqüífero mais importante é o Botucatu (TRKb), que representa cerca de 80% do potencial hidrogeológico da província, contribuindo em grande parte para o abastecimento de diversas áreas. É constituído por espessa seqüência sedimentar de idade mesozóica, reunindo diversas unidades lito-estratigráficas: Formações Botucatu, Pirambóia, Rio do Rastro e correlatos. Em segundo lugar, destaca-se o aqüífero Serra Geral (JKsg), comportando-se como fissurado, além do aqüífero Bauru (Kb) que engloba as Formações Bauru e Caiuá. Os aqüíferos de menor importância e que correspondem a clásticos de idade paleozóica, são: Furnas (Df), Ponta Grossa (Dpg) e Aquidauana (PCa). Citam-se, na tabela 1.3.7, os resultados, em termos médios, dos poços perfurados nos principais aqüíferos. São dados referentes ao Estado de São Paulo, considerados representativos para o âmbito da província.

Considerando as diferentes extensões dos diversos aqüíferos nos territórios dos Estados que juntos compõem a Província Paraná, há também variações do maior número de poços tubulares em determinado aqüífero de um Estado para outro. No Estado de São Paulo, por exemplo, o maior número de poços situa-se no Kb-Bauru-Caiuá. Já nos Estados de Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, o maior número de poços está relacionado ao aqüífero JKsg-Serra Geral (basaltos).

Apresentam-se na tabela 1.3.8, as características médias dos poços que, em maior número comparativamente ao total, exploram o aqüífero Jksg-Serra Geral, nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande Sul. Com relação à explotação dos diversos aqüíferos, cuja viabilidade técnica e econômica é intimamente ligada às condições estruturais e morfológicas da bacia, pode-se observar

Aqüífero	Litologia	Prof. (m)	Vazão (m³/h)
Kb-Bauru	Arenitos calcíferos argilosos	100-200	8-30
Kb-Caiuá	Arenitos	50-100	30-100
TRKb-Botucatu TRKb-Botucatu	Arenitos(aflorantes) Arenitos(confinados)	200-1500	60-600
Pci-Itarere	Lamitos, bancos de arenitos	100-300	7-20
JKsg-Serra Geral	Basalto, diabásios	100-150	10-100

Tabela 1.3.7 - Poços perfurados na Província do Paraná - Estado de São Paulo (adaptado de DAEE, 1990).

que a maioria dos poços comuns atinge profundidades moderadas, raramente ultrapassando a faixa de 400 metros. Entretanto, deve-se salientar a tendência de perfuração de poços profundos, na ordem de 1.000 a 2.000 metros, captando o sistema aqüífero Botucatu para fins de abastecimento público, indústria e turismo (balneários). A figura 1.3.12 apresenta a distribuição dos poços tubulares no Botucatu, conforme sua profundidade, observando-se o aumento das profundidades dos poços em direção ao centro da bacia. No mesmo sentido, aumenta, também, a temperatura das águas.

Em virtude da importância hidrogeológica do aqüífero Botucatu e seu caráter de aqüífero transfronteiriço, que abrange partes dos países vizinhos, iniciou-se, em 1990, a elaboração do Projeto Aqüífero Guarani, com a participação da Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai, além do GEF - Fundo para o Meio Ambiente Mundial, BIRD - Banco Internacional para a Reconstrução e o Desenvolvimento (integrante do Banco Mundial) e OEA - Organização dos Estados Americanos. Foi proposto, então, o nome Aqüífero Guarani para ser utilizado em substituição às denominações aqüíferas anteriores de Botucatu (Brasil), *Misiones* (Argentina e Paraguai) e *Tacuarembo* (Uruguai). O projeto tem como objetivos principais a proteção ambiental e o uso sustentável integrado do Aqüífero Guarani, através de ações conjuntas dos quatros países e a participação ativa da sociedade.

A partir de 2005, depois de cumprir licitação internacional, o Projeto Aqüífero Guarani iniciou seus estudos efetivos para serem executados num período de quatro anos, de acordo com as normas preestabelecidas, sob a supervisão dos órgãos financiadores internacionais (GEF e BIRD) e com a coordenação da OEA. A sede do Projeto localiza-se em Montevidéu. Os pontos principais de interesse do Projeto estão voltados para os seguintes pontos: áreas de recarga (entrada de fluxo); trajetórias subterrâneas (caminhos de fluxo); interconexões com

Estado	Aqüífero	Nº Poços	Profundidade (m)	Vazão média (m^3/h)
Paraná	JKsg-Serra Geral	1382	109,0	16,0
Santa Catarina	JKsg-Serra Geral	2000*	100,0	7,2
Rio Grande do Sul	Jksg-Serra Geral	1.592**	138,0	19,3
		2.129***	96,3	9,7

Tabela 1.3.8 - Poços perfurados no aqüífero Serra Geral nos Estados de Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (adaptado de Sanepar - Saneamento do Estado do Paraná; (**)Corsan - Companhia Riograndense de Saneamento; (***)GOV.RS.- Programa de Açudes e Poços; (*)CIDASC - Companhia de Integração de Desenvolvimento Agrícola de Santa Catarina).

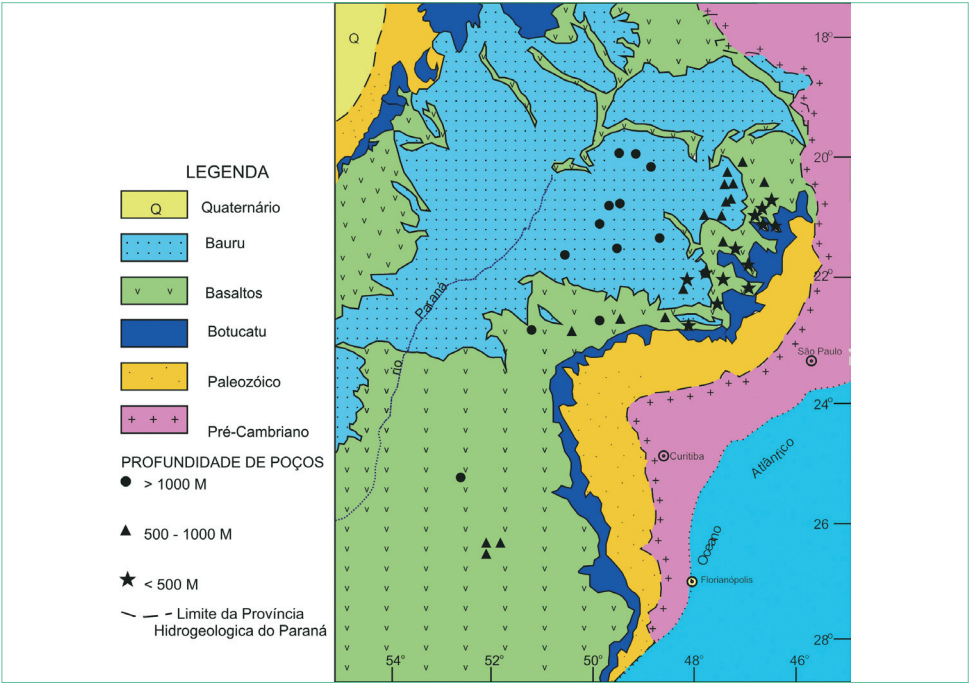



Figura 1.3.13 - Distribuição dos poços de água do Botucatu (modificado de BRASIL. DNPM/CPRM, 1981).

as formações sobrepostas (intercambio de fluxo); áreas de exutórios (saídas de fluxo); hidroquímica geral e específica; caráter isotópico das águas; hidrotermalismo; locais de uso intensivo; áres de interferência acentuadas; áreas locais potenciais para aproveitamento; desenvolvimento de técnicas de sondagem e bombeamento; banco de dados e sistema de informações hidrogeológicas digital e georreferenciado; modelos conceituais e matemáticos; critérios para gerenciamento do aqüífero; proteção ambiental e uso sustentável integrado do aqüífero; e enfim, envolvimento ativo da sociedade dos países participantes.

É de se esperar que ao término do projeto, que ocorrerá este ano (2008) haja um incremento significativo de novas informações hidrogeológicas sobre o sistema aqüífero Guarani, que possa servir de base para um gerenciamento efetivo de uso sustentável, integrado e participativo do aqüífero em benefício às populações da Argentina, Brasil, Paraguai e Uruguai.

Província Escudo Meridional

Situada no extremo sul do país, esta província caracteriza-se por aqüíferos restritos às zonas fraturadas das rochas cristalinas, do Arqueano ao Proterozóico Superior (p€). Os altos índices pluviométricos asseguram a perenização dos rios e contribuem para a recarga dos aqüíferos cujas reservas são, em parte, restituídas à rede hidrográfica. Os poços perfurados têm uma profundidade média em torno de 73 m e uma vazão situada no intervalo de 1 a 36 m^3/h, com uma média de 4,9 m^3/h, o que é característica do tipo de aqüífero explotado. O resíduo seco e a dureza, em geral, muito baixos (médias de 230 mg/L e 7 °F, respectivamente), indicam boa qualidade química das águas subterrâneas, podendo ser usadas para quaisquer finalidades, salvo pequenas restrições. Verificou-se a ocorrência de muitos poços secos neste domínio de aqüífero, enquanto a água é freqüentemente contaminada por ação antrópica.

Província Centro-Oeste

Esta província compreende quatro subprovíncias: Ilha do Bananal, Alto Xingu, Chapada dos Parecis e Alto Paraguai, localizadas na região Centro-Oeste do país, no trecho onde se destaca uma cobertura fanerozóica pouco espessa. Apenas a subprovíncia Alto Paraguai dispõe de dados hidrogeológicos mais abundantes, os quais permitem localizar os aqüíferos mais produtivos na cobertura cenozóica (A = Aluviões e Qa = Aluviões antigas). Os poços perfurados, num total de 29, indicam, em termos médios, um nível estático de 4,6 metros, capacidade específica de 2,8 m³/h/m e profundidade de 50 metros. Nas demais subprovíncias, estima-se, com base nas características litológicas dos terrenos, que os melhores aqüíferos correspondem aos sedimentos paleo-mesozóicos (Pca = Aquidauana; Kpa = Parecis e TRKb = Botucatu) e Cenozóicos (Qa Aluviões antigas e Q = Aluviões). Poços tubulares no aqüífero Parecis apresentam valores de capacidade específica entre 10 e 15 m³/h/m e atendem todo o sistema de abastecimento de Vilhena (RO).

Província Costeira

Esta província corresponde à extensa faixa litorânea do país, estendendo-se desde o Amapá até o Rio Grande do Sul, sendo formada pelas seguintes 9 (nove) subprovíncias: Amapá; Barreirinhas e São Luís; Ceará e Piauí; Potiguar; Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte; Alagoas e Sergipe; Tucano - Recôncavo - Jatobá / Chapada do Araripe; Rio de Janeiro, Espírito Santo e Bahia; Rio Grande do Sul.

Em alguns trechos, a província apresenta-se com penetrações para o interior, como se observa nas áreas das subprovíncias Potiguar e Tucano-Recôncavo-Jatobá. Neste contexto, inclui-se aqui, também, a Chapada do Araripe. Os aqüíferos mais promissores e bem distribuídos correspondem aos clásticos não consolidados a fracamente consolidados de idade cenozóica (Q = Aluviões; sedimentos fluviomarinhos e eólicos; TQb = Barreiras) que mostram, em geral, bons índices de produtividade média, sendo aproveitados em diversas áreas para o abastecimento populacional. O aqüífero Barreiras (TQb), que ocupa maior área, apresenta-se com os seguintes resultados, em termos médios, para um total de 1.880 poços cadastrados: profundidade, 65 metros; nível estático, 13,8 metros; vazão, 8,7 m³/h e capacidade específica, 3,16 m³/h/m. Os clásticos médios e grosseiros, de idade principalmente mesozóica, que também se distinguem como aqüíferos, em geral, com elevados índices de produtividade média, estão restritos a algumas subprovíncias. Os mais importantes são citados na tabela 1.3.9, juntamente com os valores médios dos resultados obtidos nos poços tubulares.

Muitos destes aqüíferos desempenham papel importante para diversas regiões e estados do Brasil.

O aqüífero Barreiras (TQb), além de ser amplamente captado, principalmente para atender aos pequenos consumos localizados ao longo de toda a faixa litorânea, representa recurso de destaque no Rio Grande do Norte. Em meados dos anos 90, do número total de 365 poços, operados pela CAERN - Companhia de Águas e Esgotos do Rio Grande do Norte, nas diversas partes do Estado, 198 poços (54%) encontravam-se no Barreiras, a maioria em suporte ao abastecimento da capital.

Nos Estados do Maranhão, Pará e Amapá, verifica-se que os aqüíferos formados pelos depósitos terciários da Formação Alter do Chão, considerada equivalente à Formação Barreiras, também constituem importante recurso para o abastecimento geral, ao longo de toda a faixa litorânea (Bacia São Luís-Barreirinhas, área metropolitana de Belém, Marajó, dentre outras). Os poços, com explotação economicamente viável até a profundidade de 150 m, produzem vazões que variam de algumas a várias dezenas de m³/h, geralmente com água de boa qualidade, mas com valores de pH, quase sempre, inferiores a seis.

Na cidade de Mossoró, RN, o abastecimento público é feito exclusivamente por poços captando o aqüífero confinado Açu (Ka). O manancial também é intensivamente utilizado na fruticultura industrializada na região. Em decorrência das captações intensas, verificam-se rebaixamentos substanciais dos níveis piezométricos em alguns pontos de maior extração d'água, no decorrer do tempo.

Na capital Recife, o aqüífero Beberibe (Kbe) é intensivamente solicitado por cerca de 140 poços tubulares da Compesa - Companhia Pernambucana de Saneamento, em suporte ao abastecimento da cidade, principalmente em períodos de seca, como nos meados dos anos 90. Verificou-se aqui, também, rebaixamentos significativos dos níveis piezométricos nos pontos de maior extração concentrada pelos poços.

A Bacia Recôncavo-Tucano, no Estado da Bahia, do ponto de vista da importância hidrogeológica para explotação de água subterrânea, pode ser resumida à Formação São Sebastião, Grupo Ilhas e Formação Sergi. O São Sebastião é considerado um dos melhores aqüíferos no estado, possui espessura variando de 100 a 3.000 m, com excelente qualidade química até cerca de 900 m. Fornece altas vazões aos poços, em torno de 200 m³/h (Camaçari, Pojuca, e no litoral). O grupo Ilhas possui espessura de 600 a 1.500 m, apresentando em sua porção média superior boas características aqüíferas. Com afloramentos na porção centro ocidental da bacia, o aqüífero está extensivamente presente em subsuperfície, produzindo água sob pressão, com artesianismo surgente e água de boa qualidade até profundidades de 800 m. A formação Sergi aflora, no interior da bacia, como faixas alongadas na direção Norte-Sul. Possui espessura variável entre 100 e 400 m no Recôncavo, sendo de menor possança em Tucano.

Subprovíncia	Aqüífero	Nº poços	Profundidade (m)	Vazão média (m^3/h)
Potiguar	Kj-Jandaíra (1)	71	143	11,7
	Ka-Açu (2)	15	700	100,0
PE-PB-RN	Kbe-Beberibe	254	143	52,0
Tucano - Recôncavo - Jatobá	Km-Marizal	104	110	15,1
	Kss-S. Sebastião	67	107	12,1
	SDt-Tacaratu	11	87	5,6
Chapada do Araripe	Kst-Missão Velha	42	123	121,0
	SDma-Mauriti	20	99	45,0

Obs: (1) A potabilidade permanente é, em média, medíocre, porém a água é amplamente utilizada na agricultura.
(2) A qualidade química das águas é geralmente boa, exceto numa área no graben localizado no centro da bacia.

Tabela 1.3.9 - Valores médios nos poços tubulares das subprovíncias Potiguar, Pernambuco / Paraíba / Rio Grande do Norte e Tucano / Recôncavo /Jatobá / Chapada do Araripe.

A Bacia de Jatobá, no Estado de Pernambuco, é um prolongamento da Bacia Recôncavo-Tucano. As formações Inajá e Tacaratu constituem os principais sistemas aqüíferos da bacia. Os poços existentes no aqüífero principal, Tacaratu, apresentam profundidades entre 50 e 250 m, com vazões de 5 a 30 m^3/h e, em alguns casos (Município de Inajá), com vazões de explotação chegando até 90 m^3/h.

A Bacia do Araripe (Vale do Cariri) está situada no alto Jaguaribe, no Estado do Ceará. O sistema aqüífero de Araripe-Cariri está formado por um conjunto sedimentar cuja espessura total é da ordem de 1.000 m, composto da Chapada do Araripe, que é um alto morfológico planar sem nítida rede hidrográfica, e com altitude média de 750 m, tendo no seu lado norte, com um desnível de 300 m, uma planície representada pelo Vale do Cariri. O sistema Araripe-Cariri engloba três importantes aqüíferos correspondentes às formações Mauriti, Missão Velha e Feira Nova. Na planície existem excelentes condições de explotação de água subterrânea, cujos poços com profundidades de 140 a 170 m e vazões de 60 até 100 m^3/h, abastecem cidades importantes da área (Crato, Juazeiro do Norte e Barbalha).

Referências

ALMEIDA, F. F. M. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p.363-391.

ARAUJO, P. P. *et al.* Prospecção hidrogeológica no núcleo de Redenção-PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8., 1994, Recife. **Anais...**Recife: ABAS, 1994. p. 256-263.

AZEVEDO, A. de. **Brasil:** as terras e o homem. São Paulo: Nacional, 1972. v.1.

BOUWER, H. **Groundwater hydrology.** Tokyo: McGraw Hill, 1978. 480 p. (Water resources and environmental engineering).

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Mapa Hidrogeológico do Brasil.** Relatório Final. Recife: DNPM/CPRM, 1981. v.1 e 2. Escala: 1:2.500.000

______. **Mapa Hidrogeológico do Brasil.** Brasília: Ed. comemorativa, 1983. Escala 1:5.000.000.

CUNHA, J. E. M.; NEGRÃO, F. I.; SANTOS, P. R. P. Panorama atual das águas subterrâneas no Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 4., 1986, Brasília. **Anais...** Brasília: ABAS/DNAEE/DNPM, 1986. p. 80-95.

FEITOSA et.al. **O aqüífero Cabeças no Vale do Gurguéia**: atualização dos conhecimentos. Recife: Atepe/Labhid, 1990. 3 v. Convênio DNOCS/Atepe-Associação Tecnológica de Pernambuco/ Labhid-Laboratório de Hidrogeologia/CT/UFPE).

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico.** 4. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1972. 439 p. (Biblioteca Geográfica Brasileira. Série A, Publicação 21).

LEAL, O.; MENTE, A.; PESSOA, M. D. Contribuição do sistema de informações hidrogeológicas à elaboração do mapa hidrogeológico do Brasil, escala 1:2.500.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1., Recife, 1980. **Anais...** Recife: ABAS/Núcleo Nordeste, 1989. p. 443-449.

MARQUES, V. J.; ARAUJO, P. P. Águas subterrâneas para consumo humano no Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 8., 1994, Recife. **Anais**...Recife: ABAS, 1994. p. 87-92.

MENTE, A. et al. Mapa Hidrogeológico do Brasil na escala de 1:2.500.000: apresentação da versão preliminar. In: CONGRESSO BRASILERO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1., 1980, Recife. **Anais**... Recife: ABAS, 1980. p. 427-441.

MENTE, A.; MONT'ALVERNE, A. F. Mapa Hidrogeológico do Brasil na escala 1:2.500.000. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS, 4., 1982, Fortaleza**.** **Anais**...Fortaleza: ABRH, 1981. v.1, p. 597-610

PESSOA, M. D., MENTE, A., LEAL, O. Províncias hidrogeológicas adotados para o mapa hidrogeológico do Brasil na escala 1:2.500.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1., **Anais**...Recife: ABAS/Núcleo Nordeste, 1980. p. 461-468.

SÃO PAULO. Conselho Estadual de Recursos Hídricos. **Plano Estadual de Recursos Hídricos**: Primeiro Plano do Estado de São Paulo, Síntese. São Paulo: DAEE, 1990. 120p.

Cachoeira Primavera
(Foto: J. Geilson A. Demetrio, 2000)

Localizada na Chapada Diamantina, nas proximidades da sede municipal de Lençois-BA. Cachoeira desenvolvida nos arenitos grosseiros e conglomeráticos da Formação Tombador.

Módulo 2

Água Subterrânea em Meios Porosos Homogêneos

Capítulo 2.1 - Ocorrência das Águas Subterrâneas

Capítulo 2.2 - Movimento das Águas Subterrâneas

Capítulo 2.1

OCORRÊNCIA DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

João Manoel Filho

2.1.1 Introdução

Define-se como **água subterrânea** aquela que ocorre abaixo do nível de saturação ou nível freático, presente nas formações geológicas aflorantes e parcialmente saturadas, e nas formações geológicas profundas totalmente saturadas. O estudo da água subterrânea, além de tratar do fluxo em formações saturadas, inclui o movimento da água em meios não saturados nos quais a distribuição de umidade desempenha papel importante no ciclo hidrológico e em muitos processos geológicos.

Mais do que um recurso, a água subterrânea é uma característica essencial do ambiente natural. Ela é parte do ciclo hidrológico e, por esse motivo, a compreensão do seu papel nos estudos integrados com águas superficiais em bacias hidrográficas é fundamental. Nos processos geológicos, a água subterrânea exerce notável influência, dentre outros, nos problemas geotécnicos como estabilidade de taludes e subsidência de terras, na geração de terremotos, na migração e acumulação de petróleo, etc.

Este capítulo trata brevemente da origem e circulação da água subterrânea na atmosfera e na superfície da terra, apresentando a equação do balanço hídrico, a distribuição vertical da água no subsolo e nos principais tipos de formações geológicas e introduzindo, por fim, o tema da água subterrânea nas zonas costeiras.

2.1.2 Origem e Circulação - Ciclo Hidrológico

Quase toda a água subterrânea existente na Terra[(1)] tem origem no **ciclo hidrológico**, isto é, no sistema pelo qual a natureza faz a água circular do oceano para a atmosfera e daí para os continentes, de onde retorna, superficial e subterraneamente, ao oceano (figura 2.1.1). Este ciclo é governado, no solo e subsolo, pela ação da gravidade, bem como pelo tipo e densidade da cobertura vegetal e, na atmosfera e superfícies líquidas (rios, lagos, mares e oceanos), pelos elementos e fatores climáticos, como por exemplo, temperatura do ar, ventos, umidade relativa do ar (função do déficit de pressão de vapor), insolação (função da radiação solar), que são os responsáveis pelos processos de circulação da água dos oceanos para a atmosfera, em uma dada latitude terrestre.

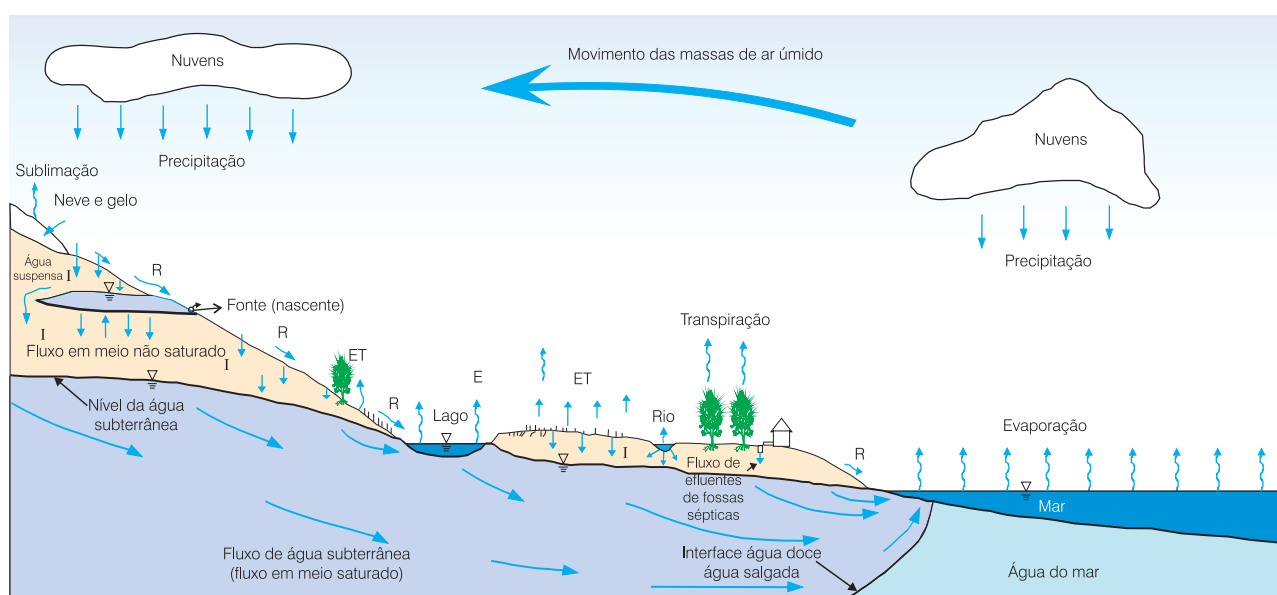



Figura 2.1.1 - Representação esquemática do ciclo hidrológico: E = evaporação; ET = evapotranspiração; I=infiltração; R = escoamento superficial (deflúvio) (modificado de Bear & Verruijt, 1987).

[(1)]Excetuam-se as águas altamente mineralizadas, presas nos interstícios das rochas sedimentares por ocasião da sua formação, chamadas congênitas ou conatas e as novas águas, de origem magmática, vulcânica ou cósmica, adicionadas ao suprimento de água terrestre, denominadas juvenis (Todd, 1959).

2.1.3 Equação do Balanço Hídrico

A equação do balanço hídrico obedece ao princípio da conservação da massa ou princípio da continuidade, segundo o qual, em um sistema qualquer, a diferença entre as entradas e as saídas é igual à variação do armazenamento dentro do sistema. Considere, portanto, para ilustrar o referido balanço, o seguinte sistema hidrológico simplificado (figura 2.1.2): uma superfície plana, retangular, inclinada, totalmente impermeável e fechada lateralmente, com uma única saída.

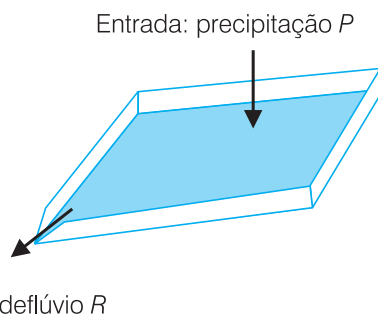



Figura 2.1.2 - Superfície plana, inclinada, totalmente limitada e impermeável, com uma única saída e representando o modelo de um sistema hidrológico simples (modificado de Viessman *et al.*, 1977).

Por hipótese, a superfície é um plano perfeito, não existem depressões nas quais a água possa ficar acumulada. Se for então aplicada uma chuva ***P*** ao sistema considerado, vai ocorrer um escoamento superficial direto ou deflúvio ***R***, que poderá ser facilmente medido no ponto de saída. O balanço hídrico para este sistema pode ser representado pela seguinte equação diferencial:

$$P - R = \frac{dS}{dt} \qquad (2.1.1)$$

onde, **P** é a precipitação (entrada) por unidade tempo, **R** é o deflúvio (saída) por unidade de tempo, **dS/dt** é a variação no armazenamento dentro do sistema por unidade de tempo.

Enquanto não ocorrer uma lâmina mínima acumulada na superfície, não haverá saída de fluxo, mas, à medida que a chuva for prosseguindo, a lâmina retida na superfície (detenção superficial) aumenta. Quando cessar a chuva (entrada), a água que existir como lâmina de detenção superficial vai escoar superficialmente pela saída. Para o sistema considerado, pode-se dizer que toda a água precipitada deverá escoar, supondo desprezível a pequena quantidade de água que ficará retida por forças elétricas à superfície e supondo, ainda, que não ocorre evaporação. Este exemplo elementar revela que qualquer sistema hidrológico pode ser descrito por um balanço hídrico que leve em conta as entradas e as variações no armazenamento (ΔS). Na prática, todavia, pensar que é simples a equação desse balanço pode ser um engano, pois nem sempre os seus termos podem ser facilmente ou adequadamente quantificados.

Em geral, para uma região, a equação básica do balanço hídrico pode ser escrita, considerando precipitação (P), evapotranspiração real (ETR), deflúvio (R) e infiltração (I), como:

$$P - ETR - R - I = \Delta S \qquad (2.1.2)$$

A dificuldade na solução de problemas práticos decorre, principalmente, da incapacidade de se medir ou estimar com segurança os vários termos da equação (2.1.2). Para estudos locais, é quase sempre possível fazer estimativas confiáveis, porém, quantificações regionais são, geralmente, grosseiras. Em estudos regionais, a precipitação é medida por meio de **pluviômetros** (coletores que recebem água de chuva através de um cilindro receptor com uma boca horizontal de secção conhecida) espalhados em diversos pontos da área de interesse.

O escoamento superficial é medido em uma secção transversal do leito de um curso d´água, denominada de **posto fluviométrico**, usando medidores de velocidade (molinetes). O produto da velocidade média de fluxo pela área da secção transversal do leito, fornece a descarga do rio. Dispondo-se de um grande número de medidas de descarga, pode-se estabelecer a **curva chave** ou **curva de calibragem** do rio no local. Trata-se de uma curva que relaciona as descargas medidas com a altura do nível d'água em uma secção transversal. Portanto, depois de conhecida a curva chave ou curva de calibragem do rio numa determinada seção, a descarga do rio pode ser medida usando escalas ou réguas limnimétricas instaladas nesta seção.

A relação cota-descarga é estabelecida de forma aproximada pelo traçado da curva de calibragem. *"As cotas podem ser muito diferentes das alturas verdadeiras em razão de defeitos de alinhamento ou de nivelamento entre lances de régua, de erros sistemáticos nas observações e de outras falhas que afetam as leituras de régua"* (Jaccon & Cudo, 1989). Em boas condições, pode-se dizer que essas medidas apresentam erro de 5%, porém, as grandes enchentes, causadoras de inundações, não podem ser medidas pelos métodos conhecidos, embora os seus dados sejam muito necessários.

A umidade do solo pode ser medida usando sondas de nêutrons e métodos gravimétricos, enquanto que a infiltração pode ser avaliada localmente por meio de infiltrômetros. As estimativas espaciais desses parâmetros (por exemplo, numa região), são geralmente muito grosseiras. No caso da água subterrânea, a extensão e a magnitude das taxas de fluxo são muito dependentes do conhecimento da geologia e se esse conhecimento não for profundo, as estimativas constituirão meras inferências. Finalmente, no atual estágio de desenvolvimento da ciência, a determinação das quantidades de água evaporadas e transpiradas numa região continua sendo muito difícil. A maioria das estimativas de evapotranspiração é feita usando tanques, balanços de energia, métodos de

transferência de massa e relações empíricas. Uma característica inerente aos parâmetros da equação do balanço hídrico, numa região ou bacia de drenagem, é a sua heterogeneidade.

Exemplo 2.1.1 - Em um certo ano, a precipitação média numa bacia hidrográfica de 25.900 km^2, foi de 508 mm. A descarga anual medida no rio que drena a bacia, foi de 170 m^3/s. Estimar a evapotranspiração real da região durante o ano considerado.

Aplicando a equação do balanço hídrico:

$$P - ETR - R - I = \Delta S \qquad (2.1.3)$$

Daí, o termo desconhecido **ETR**, expressa-se:

$$ETR = P - R - I - \Delta S \qquad (2.1.4)$$

A equação (2.1.4), contendo 5 (cinco) variáveis, apresenta 3 (três) incógnitas e não pode ser solucionada sem informação adicional. Por isso, torna-se necessário adotar algumas hipóteses, desde que se julguem razoáveis. No caso, como se trata de uma grande bacia (milhares de km^2), pode-se admitir que o divisor de águas superficiais coincide com o divisor de águas subterrâneas, de tal modo que nenhum fluxo subterrâneo tem origem, em profundidade, fora dos limites da área de drenagem superficial. Em outras palavras, admite-se que todo o escoamento superficial e todo o escoamento subterrâneo passam pela desembocadura ou limite inferior da bacia de drenagem. Quando a bacia é de extensão reduzida (menor do que 2.000 km^2) e as formações geológicas são muito permeáveis, esta simplificação provavelmente não se justifica (Markova, 1970). Em zonas áridas, onde existem explotações de água subterrânea (ΔS sempre negativo), essa hipótese certamente também não se justifica. A hidrologia não é uma ciência exata e a solução de problemas práticos quase sempre exige simplificações, desde que razoavelmente justificadas. No caso em estudo, usando as simplificações mencionadas, a equação (2.1.4) reduz-se a:

$$ETR = P - R$$

cuja solução é imediata, bastando transformar a descarga de m^3/s para mm/ano, ou seja:

$$R = 170\left(\frac{m^3}{s}\right) \times 3{,}15 \times 10^7 \left(\frac{s}{ano}\right) / 25{,}9 \times 10^3 (km^2) \times 10^6 \left(\frac{m^2}{km^2}\right)$$

$$R = 207 mm/ano$$

Portanto, ETR = 508 - 207 = 301 mm/ano

O valor estimado para a evapotranspiração real, embora possa ser considerado como uma aproximação grosseira, serve como cifra de orientação em estudos de planejamento de recursos hídricos regionais.

Precipitação

Precipitação é a chegada da água meteórica em estado líquido ou sólido à superfície da terra. Nos países tropicais, a precipitação ocorre essencialmente em forma líquida. Trata-se de um dos componentes mais importantes do ciclo hidrológico, na medida em que constitui a matéria-prima das descargas dos rios e da recarga dos aqüíferos.

Ao contrário de outras variáveis meteorológicas (ex: temperatura; umidade relativa; ventos etc), que podem ser medidas de forma contínua, a precipitação é um fenômeno de tipo descontínuo, que varia no espaço e no tempo. Diversas condições são necessárias para que ocorra a precipitação: i) deve existir uma massa de ar à temperatura do ponto de orvalho; ii) a massa de ar deve sofrer condensação, passando à forma líquida ou sólida; iii) as gotas de água devem se aglutinar para formar gotas de chuva; iv) as gotas de chuva devem ser de tamanho suficiente para que, ao deixarem as nuvens, não sejam totalmente evaporadas antes de atingir a superfície do solo. De acordo com as condições meteorológicas que as originam, as precipitações podem ser de três tipos: convectivas, frontais ou ciclônicas e orográficas ou de relevo.

Convectivas - as chuvas são ditas convectivas quando geradas por um aquecimento das massas de ar nas proximidades da superfície do solo. Correspondem a aguaceiros locais, típicos do verão.

Frontais ou **Ciclônicas** - são produzidas pelo contato de superfícies com massas de ar chamadas **frentes** de temperatura e umidade diferentes.

Orográficas ou de **Relevo** - são originadas pelo resfriamento e condensação das massas de ar em ascensão nas encostas de regiões montanhosas.

Em geral, as precipitações nunca são de um só dos tipos descritos, mas resultam de uma combinação de todos esses tipos.

Medida da Precipitação

A chuva é medida por aparelhos chamados **pluviômetros**. No Brasil, o modelo de pluviômetro de uso mais tradicional e generalizado é o pluviômetro Ville de Paris. Destina-se a captar e acumular a água da chuva para posterior medição com proveta graduada. Consiste de um aro circular de captação com área receptora de 400 cm^2, dotado de um cone coletor que constitui a parte superior de um recipiente com capacidade de 5 litros (5.000 cm^3), que representam 125 mm de altura de chuva captada. O corpo do aparelho é construído em chapa de aço inoxidável com 630 mm de comprimento. O aparelho é instalado a uma altura de 1,5 m acima do nível do solo. A capacidade da proveta de vidro pirex é de 25 mm de chuva, graduada a cada 0,2 mm de altura de precipitação. Os pluviômetros medem a chuva total precipitada durante um certo intervalo de tempo, anotado pelo observador.

Além dos pluviômetros, existem os **pluviógrafos** que permitem o registro gráfico, através de dispositivos mecânicos, da intensidade da chuva, ou seja, da sua distribuição no tempo. Com o avanço tecnológico dos últimos anos, existem hoje **pluviômetros eletrônicos** ou digitais, com sensores de chuva que armazenam os dados em memória não volátil e se comunicam com *notebooks* via interface USB. Podem, ainda, ser equipados com *modem* e transmissor e programados para que as informações medidas e arquivadas sejam transferidas automaticamente para uma unidade de coleta e processamento das informações.

Chuva Média Sobre uma Bacia Hidrográfica

Em estudos de balanço hídrico (ex: diário; mensal; anual), é preciso avaliar a altura média de chuva precipitada sobre a área de drenagem. Os dados são, geralmente, medidos em uma rede de pluviômetros distribuídos pela bacia hidrográfica. Não é raro encontrar estações pluviométricas com registros incompletos, seja por ausência do observador ou por defeitos no aparelho. Quando isso acontece, é necessário completar a série de dados, estimando o valor ausente em uma determinada estação **x**, a partir dos valores registrados em 3 (três) estações vizinhas **A**, **B** e **C**, nas quais se dispõe de séries completas. A precipitação $\mathbf{P_x}$, na estação **x**, é dada pela média ponderada dos registros de chuva $\mathbf{P_A}$, $\mathbf{P_B}$ e $\mathbf{P_C}$, medidos nas estações **A**, **B** e **C**, respectivamente. Os pesos são representados pelas razões entre a chuva média (normal) anual $\mathbf{N_X}$, na estação **x**, e as chuvas normais $\mathbf{N_A}$, $\mathbf{N_B}$ e $\mathbf{N_C}$.

$$P_x = \frac{1}{3}\left[\frac{N_x}{N_A}P_A + \frac{N_x}{N_B}P_B + \frac{N_x}{N_C}P_C\right] \qquad (2.1.5)$$

sendo **N** a precipitação normal (média) anual.

Distribuição Espacial da Precipitação

A avaliação da lâmina média precipitada sobre uma bacia hidrográfica é procedimento corriqueiro no estudo do balanço hídrico. O método mais direto é o da **média aritmética** das alturas de chuva precipitadas nos postos pluviométricos existentes na região. A precisão desse método pode ser satisfatória se as estações pluviométricas forem uniformemente distribuídas na área considerada. Outros procedimentos comumente usados são o método de Thiessen e o método das isoietas.

Método de Thiessen - o método consiste na construção de polígonos em duas etapas (figura 2.1.3): i) na primeira etapa, os pontos de medida de chuva são unidos por linhas retas, formando uma rede de triângulos; ii) em seguida, os lados dos triângulos são divididos ao meio e a eles são traçadas linhas perpendiculares, que se interceptam nos vértices dos polígonos de Thiessen. As áreas desses polígonos representam frações da área total e, portanto, são usadas como pesos na estimativa da chuva média, que é feita através da soma dos produtos da chuva $\mathbf{P_i}$ de cada posto, pelo seu respectivo peso $\mathbf{W_i}$, ou seja:

$$P_m = \Sigma W_i P_i \qquad (2.1.6)$$

Método das Isoietas - consiste no traçado de curvas de igual altura de precipitação, chamadas **isoietas**, obtidas por interpolação usando os valores das chuvas medidas em cada posto (figura 2.1.4).

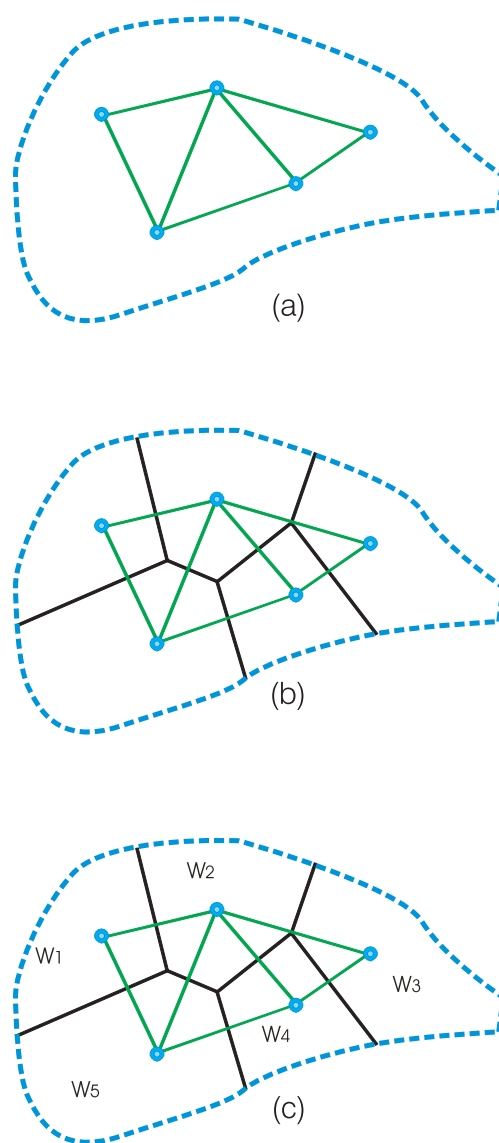



Figura 2.1.3 - Construção dos polígonos de Thiessen: (a) unir as estações pluviométricas formando uma rede de triângulos; (b) traçar perpendiculares ao meio dos lados dos triângulos e formar os polígonos de Thiessen; (c) planimetrar a área de cada polígono $\mathbf{A_i}$, dividir pela área total **A**, e avaliar o peso $\mathbf{W_i}$.

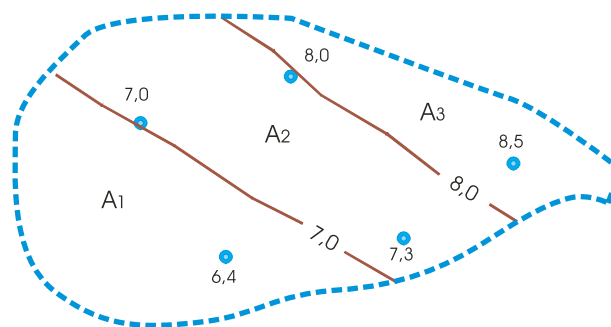



Figura 2.1.4 - Mapa de isoietas com curvas eqüidistantes de 1 mm. Cada área $\mathbf{A_i}$, entre isoietas é uma fração da área total **A** da bacia e representa um peso $\mathbf{W_i}$.

A média espacial em cada área $\mathbf{A_i}$ é o valor médio entre as isoietas. Por exemplo, a precipitação média para a área $\mathbf{A_1}$ é igual 6,5 mm. Para toda a bacia, a média espacial é dada pela combinação linear expressa pela equação (2.1.6).

O método das isoietas é considerado como o mais preciso para estimar a chuva média numa área. Não obstante, além do que foi dito, a confiabilidade deste método exige experiência do analista, que deve levar em conta a topografia e outros fatores passíveis de condicionar a variabilidade espacial.

Evapotranspiração Real

Evaporação ou vaporização é o processo pelo qual as moléculas de água, na superfície líquida ou na umidade do solo, adquirem suficiente energia, através da radiação solar, e passam do estado líquido para o de vapor. Transpiração é o processo pelo qual as plantas perdem água para a atmosfera. Na prática, as quantidades de água evaporadas, a partir do teor de umidade do solo, e transpiradas, no processo de desenvolvimento das plantas, são muito difíceis de medir separadamente, e por isso um valor máximo para essas perdas foi introduzido por Thornthwaite (1948), com o nome de **evapotranspiração potencial** (ETP). Este conceito representa, portanto, um limite superior para a **evapotranspiração real** (ETR) ou seja, para a quantidade de água que realmente volta à atmosfera por evaporação e transpiração. A evapotranspiração real (ETR) pode ser estimada a partir da diferença entre a precipitação (P) e a evapotranspiração potencial (ETP), do seguinte modo:

se $\mathbf{P - ETP > 0 \;\Rightarrow\; ETR = ETP}$

se $\mathbf{P - ETP < 0 \;\Rightarrow\; ETR = P}$

Deflúvio (R)

Deflúvio, escoamento superficial ou *run-off* é o processo pelo qual a água de chuva, precipitada na superfície da Terra, flui, por ação da gravidade, das partes mais altas para as mais baixas, nos leitos dos rios e riachos. A magnitude desse escoamento superficial direto é função da intensidade da chuva, permeabilidade da superfície do terreno, duração da chuva, tipo de vegetação, área da bacia de drenagem (ou bacia hidrográfica), distribuição espacial da precipitação, geometria dos canais dos rios e riachos, profundidade do nível das águas subterrâneas e declividade da superfície do solo. Apesar dessa complexidade, é possível fazer previsões satisfatórias do deflúvio esperado para uma certa chuva. As relações entre chuva e deflúvio são estabelecidas através do estudo da **hidrógrafa**, que é um gráfico de variação da altura da superfície da água ou da vazão (descarga) do rio, em uma dada seção transversal do mesmo. Bacia hidrográfica ou bacia de drenagem é uma área topograficamente definida que é drenada por uma rede de rios e/ou riachos, de tal modo que todo o deflúvio é escoado através de uma única saída.

A magnitude relativa dos vários componentes em que a chuva pode ser dividida depende das características (naturais e artificiais) da região onde ocorre a precipitação e das características da própria chuva. No início de uma chuva, uma grande quantidade da precipitação fica retida pela folhagem das árvores e da vegetação em geral, constituindo o que se conhece como **interceptação**. Essa água não atinge a superfície do solo e retorna à atmosfera por evaporação. Uma chuva de pequena intensidade e curta duração, por exemplo, pode ser totalmente consumida pela interceptação, pelo preenchimento de poças e depressões superficiais e, eventualmente, pela infiltração, se as condições do solo o permitirem.

Quando a interceptação e o armazenamento em depressões do terreno estão completos e a intensidade da chuva é maior do que a capacidade de infiltração do solo, inicia-se, então, o escoamento **superficial difuso,** com a formação de uma fina lâmina de água chamada **detenção superficial**. Quando o escoamento superficial difuso alcança os leitos dos rios e riachos, é chamado, simplesmente, **escoamento superficial**, ou seja, incorpora-se ao deflúvio.

Infiltração

O conceito de infiltração foi introduzido no ciclo hidrológico por Horton (1933), que definiu a capacidade de infiltração potencial $\mathbf{f_p}$ como sendo a taxa máxima à qual um dado solo pode absorver a precipitação numa certa condição. Ele admitiu a hipótese de que a capacidade de infiltração seria exponencialmente decrescente com o tempo, de um valor máximo inicial até uma taxa constante. A taxa real de infiltração $\mathbf{f_i}$ é sempre menor do que $\mathbf{f_p}$ (exceto quando a intensidade da chuva **i** é igual ou maior do que $\mathbf{f_p}$) e também diminui exponencialmente com o tempo, à medida que o solo se torna saturado e as suas partículas argilosas incham.

A água infiltrada no solo pode ser dividida em três partes. A primeira, permanece na zona não saturada ou zona de **fluxo não saturado**, isto é, a zona onde os vazios do solo estão parcialmente preenchidos por água e ar, acima do nível freático. A segunda parte, denominada **interfluxo** (escoamento sub-superficial), pode continuar a fluir lateralmente, na zona não saturada, a pequenas profundidades, quando existem níveis pouco permeáveis imediatamente abaixo da superfície do solo e, nessas condições, alcançar os leitos dos cursos d'água. A terceira parte pode percolar até o nível freático, constituindo a **recarga** ou **recursos renováveis** dos aqüíferos.

2.1.4 Distribuição Vertical da Água no Subsolo

Abaixo da superfície do terreno, a água contida no solo e nas formações geológicas é dividida ao longo da vertical, basicamente, em duas zonas horizontais, **zona saturada** e **zona não saturada**, de acordo com a proporção relativa do espaço poroso que é ocupado pela água (figura 2.1.5).

Zona Saturada

Também chamada de zona de saturação, fica situada abaixo da superfície freática e nela todos os vazios existentes no terreno estão preenchidos com água. A superfície freática é definida como o lugar geométrico dos pontos em que a água se encontra submetida à pressão atmosférica. É uma superfície real na qual a pressão de referência é **p = 0**.

Zona de Aeração ou Zona não Saturada

Também chamada de zona de aeração ou zona vadosa (= rasa), situa-se entre a superfície freática e a superfície do terreno e nela os poros estão parcialmente preenchidos por gases (principalmente ar e vapor d'água) e por água. De baixo para cima, essa zona divide-se em três partes (figura 2.1.5):

Zona Capilar - se estende da superfície freática até o limite de ascensão capilar da água. A sua espessura depende, principalmente, da distribuição de tamanho dos poros e da homogeneidade do terreno. Como a umidade decresce de baixo para cima, na parte inferior, próximo da superfície freática, os poros encontram-se praticamente saturados. Já nas partes mais superiores, somente os poros menores estão preenchidos com água, de modo que o limite superior dessa zona tem uma forma irregular. Adota-se porém, o conceito de franja capilar como um limite abaixo do qual o solo é considerado praticamente saturado (cerca de 75%).

Zona Intermediária - compreendida entre o limite de ascensão capilar da água e o limite de alcance das raízes das plantas. A umidade existente nesta zona origina-se de água capilar isolada, fora do alcance das raízes, e água de retenção por forças não capilares

Zona de Água do Solo - chamada também de zona de evapotranspiração, fica situada entre os extremos radiculares da vegetação e a superfície do terreno. A sua espessura, portanto, pode variar de poucos centímetros, na ausência de cobertura vegetal, até vários metros, em regiões de vegetação abundante. Nesse domínio, as plantas utilizam, para as suas funções de transpiração e nutrição, água capilar isolada ou suspensa.

A quantidade total de água que pode ser extraída de uma amostra de solo em laboratório é o teor de umidade do solo. As forças que retêm essa água no solo, são de três tipos: forças de atração elétrica, forças capilares e força gravitacional.

A água retida por forças de atração elétrica existe sob duas formas (Castany, 1963): **água higroscópica**, que forma porções isoladas adsorvidas pelas superfícies dos grãos sólidos e só pode ser recuperada em forma de vapor, e **água pelicular**, que forma uma película ou filme sobre a superfície dos grãos sólidos e sobre a água higroscópica e que se desprende por centrifugação. Do ponto de vista hidrogeológico, esses tipos de água não apresentam maior interesse, porque não se movem sob a ação da gravidade e não podem ser extraídas por bombeamento. O mesmo acontece do ponto de vista agronômico, uma vez que as forças atuantes sobre essas águas são superiores à força de sucção das raízes das plantas.

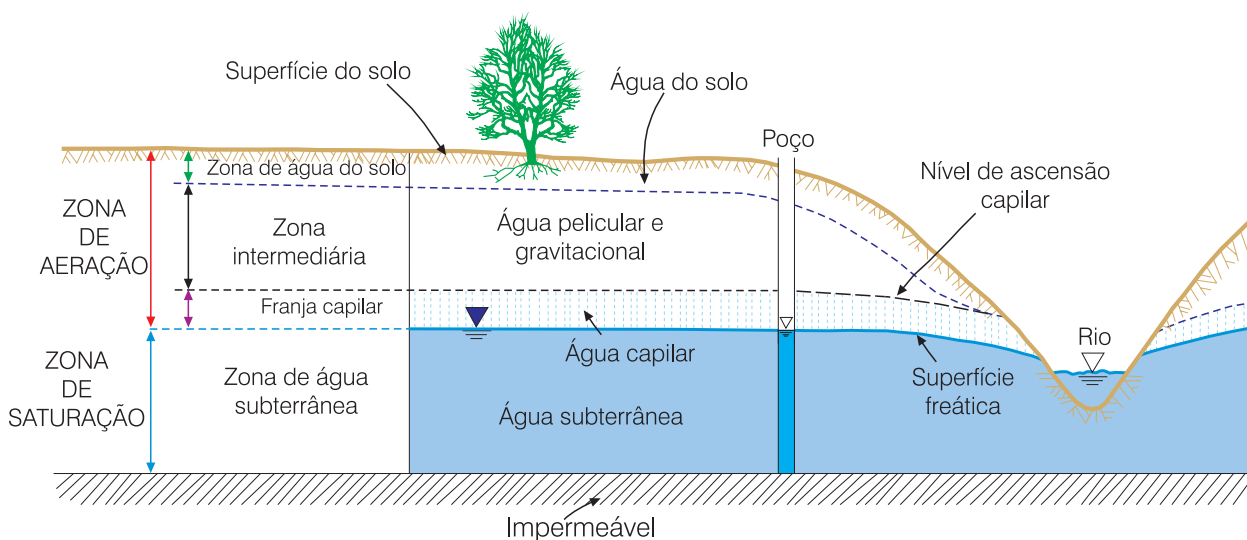



Figura 2.1.5 - Representação esquemática da distribuição vertical da água no solo e subsolo, mostrando as diversas zonas de umidade (modificado de Bear & Verruijt, 1987).

A água retida por forças capilares explica-se pelo fato de que no contato de dois fluidos não miscíveis, como a água e o ar, existe uma diferença de pressão na interface que os separa, produzida pela tensão interfacial ou tensão superficial atuante sobre as fases em contato. Esse fato, aliado à tendência de adesão das moléculas de água aos grãos sólidos, faz com que a água seja retida pelos finos canalículos cheios de ar existentes no solo. Daí porque as forças responsáveis por essa adesão são chamadas forças capilares. O diferencial de tensão entre as duas fases (ar e água) em contato $P_a - P_w = P_c$ é chamado pressão capilar e a sua magnitude é uma medida da tendência de um meio poroso parcialmente saturado succionar a água repelindo o ar. Por isso, em física do solo, a pressão capilar é também chamada sucção ou tensão. A medida dessa tensão em um solo não saturado é feita através de um instrumento chamado tensiômetro (Richard & Gardner, 1936). O fenômeno da ascensão capilar pode ser ilustrado mergulhando-se em um recipiente com água, um tubo capilar de pequeno diâmetro (2r*)* como mostrado na figura 2.1.6.

Com o ar à pressão atmosférica, a sucção $-\mathbf{P_c}$ produz uma ascensão da água no interior do tubo $\mathbf{h_c}$. A magnitude da força $\mathbf{f_1}$ correspondente é dada pelo produto da pressão capilar pela área do tubo ($-P_c.\pi r^2$) que é igual a $\gamma h_c.\pi r^2$, onde γ é o peso específico da água. Essa força $\mathbf{f_1}$ de sucção de baixo para cima é equilibrada pela força de tensão superficial σL, ou melhor, pela componente vertical da força de tensão superficial, $f_2 = \sigma L \cos\theta$ (dina), exercida de cima para baixo pela tensão superficial manifestada na zona de contato sólido-líquido, ou seja, sobre o comprimento da circunferência do tubo capilar onde se cria um menisco cujo ângulo de contato com a parede lateral do tubo capilar é igual a θ. Do equilíbrio entre as forças $\mathbf{f_1}$ e $\mathbf{f_2}$ tem-se $\pi r^2 \gamma h_c = 2\pi r \sigma \cos\theta$ e resulta a seguinte expressão para a altura de ascensão capilar:

$$h_c = \frac{2\sigma \cos\theta}{\gamma r} \qquad (2.1.7)$$

Usando valores aproximados $\sigma = 75$ dina/cm, $\cos\theta \approx 1$ e $\gamma = 0{,}981$ dina/cm^3 para a água a 20 ºC em um tubo de vidro, a equação (2.1.7) assume a forma simplificada (2.1.8) na qual os valores de **r** e $\mathbf{h_c}$ são medidos em centímetros (Davis & DeWiest, 1966):

$$h_c = \frac{0{,}153}{r} \qquad (2.1.8)$$

Para um meio poroso, existem fórmulas que permitem estimar a altura de ascensão capilar em função do diâmetro efetivo dos grãos e da porosidade, como é o caso da expressão abaixo, proposta por Polubarinova-Kochina (1952):

$$h_c = \frac{0{,}45}{d_{10}} \frac{(1-\eta)}{\eta} \qquad (2.1.9)$$

onde $\mathbf{h_c}$ e $\mathbf{d_{10}}$ são medidos em centímetros.

Valores da altura de ascensão capilar da água estimados pela equação (2.1.9), para materiais granulares de diversos diâmetros efetivos, supondo uma porosidade de 30% em todos eles, são mostrados na tabela 2.1.1 mostrada a seguir. Para fins comparativos, são também apresentados os valores calculados usando a equação (2.1.8), que expressa a subida da água em um tubo capilar de raio **r**, supondo $r = d_{10}/2$.

Conceito de Franja Capilar

Conforme pode ser observado na tabela 2.1.1, a altura máxima $\mathbf{h_c}$ de ascensão capilar da água em um solo depende do diâmetro efetivo dos grãos, pois a distribuição granulométrica é um dos fatores responsáveis pela distribuição de tamanho dos poros. De fato, enquanto em um cascalho fino a ascensão capilar não passa de 1 centímetro, chega a atingir mais de 2 metros no silte. Por isso, em condições reais de campo, o limite superior da zona capilar pode ser bastante irregular. A figura 2.1.7 mostra como a verdadeira distribuição de umidade na zona de aeração, acima da superfície freática, é aproximada por uma função degrau, que recebe a denominação de **franja capilar**. Este conceito equivale a admitir (acima da superfície freática) a existência de uma **zona saturada** de espessura $\mathbf{h_c}$ e nenhuma umidade além da mesma.

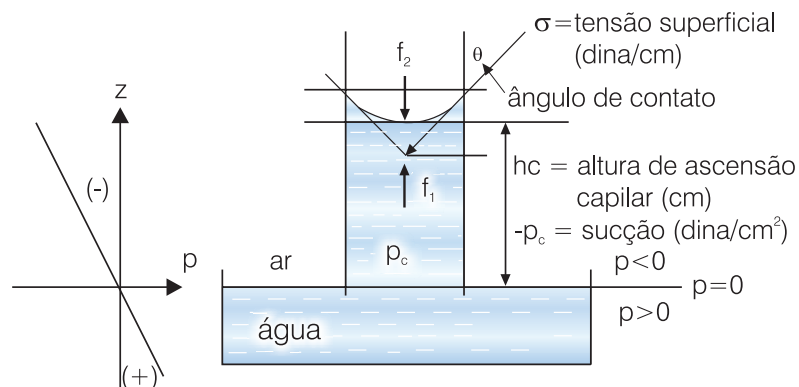



Figura 2.1.6 - Ascensão da água em um tubo capilar.

Material	Diâmetro efetivo (cm)	Altura de ascensão capilar (cm)	
		Equação (2.1.9)	Equação (2.1.8)
Cascalho fino	1	1	0,3
Areia grosseira	0,2	5	1,5
Areia média	0,05	21	6
Areia fina	0,025	42	12
Areia muito fina	0,010	105	31
Silte	0,005	210	31

Tabela 2.1.1 - Comparação entre as alturas de ascensão capilar em meios porosos granulares de texturas diversas (para $\eta = 0,3$) e em um tubo capilar de raio $r=d_{10}/2$.

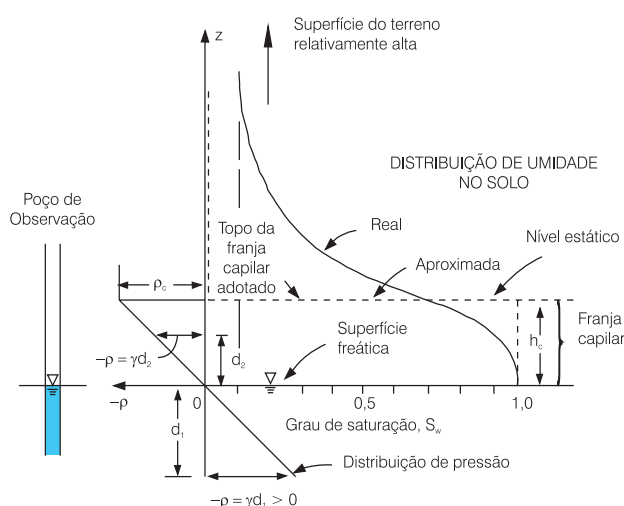



Figura 2.1.7 - Ilustração dos conceitos de superfície freática e franja capilar (modificado de Bear & Verruijt, 1987).

Para fluxo horizontal (hipótese de Dupuit), os níveis d'água em poços de observação que terminam abaixo da superfície freática, isto é, na zona de pressões positivas, representam pontos da superfície freática. Conhecendo-se um certo número desses pontos, é possível desenhar os contornos dessa superfície. Admite-se, portanto, que a franja capilar substitui a distribuição de umidade acima da superfície freática ou superfície de saturação das águas subterrâneas. Como a franja capilar é considerada saturada, a superfície de altura $\mathbf{h_c}$ que a delimita pode ser associada com o **nível freático** ou nível da água subterrânea. Mas, na maioria dos aqüíferos, a espessura da franja capilar é muito pequena em relação à espessura saturada abaixo da superfície freática. Por isso, quase sempre se despreza a franja capilar.

Distribuição Real da Carga de Pressão Capilar

O teor de umidade abaixo da capacidade de campo representa água não utilizável pelas plantas e recebe a denominação agronômica de **ponto de murchamento**.

Esse teor também é chamado de **teor de umidade irredutível** θ_r. O teor de umidade θ, existente em um volume **V** de solo não saturado, é dado pela relação V_w/V, onde $\mathbf{V_w}$ é o volume de água. O grau de saturação $\mathbf{S_W}$ expressa-se pela relação V_W/V_V, onde $\mathbf{V_V}$ é o volume de vazios do solo. O teor de umidade representa a água existente no volume total de solo, enquanto que o grau de saturação representa a água existente no volume de vazios do solo, onde também existe ar. A porosidade η é dada pela relação V_V/V e, portanto, $V_V = \eta V$. Substituindo essa última expressão na relação que define o grau de saturação, conclui-se que o teor de umidade é dado pelo produto da porosidade pelo grau de saturação, isto é, $\theta=\eta S_W$. Portanto, teoricamente, na saturação natural da água ($S_W = 1$) o teor de umidade $\theta_s = \eta$.

Estudos experimentais de filtração da água em colunas de areia parcialmente saturadas mostraram que, devido ao aprisionamento do ar, a saturação natural da água θ_s é significativamente menor do que a porosidade η (figura 2.1.8). Os experimentos foram conduzidos usando areia aluvial grosseira com granulometria variando na faixa de 0,02 a 1 mm, porosidade de 37% e 50% do peso com diâmetro inferior a 0,3 mm (Touma & Vauclin, 1986).

Efetuando medições do teor de umidade (θ) e das cargas de pressão do ar e da água, $\mathbf{h_a}$ e $\mathbf{h_w}$, respectivamente, Touma & Vauclin (*op. cit.*) comprovaram que a altura de ascensão capilar ou **carga de pressão capilar** ($h_c = h_a - h_w$), é função do teor de umidade do solo e se ajusta muito bem à expressão analítica (2.1.10), estabelecida por Van Genuchten (1980).

$$\theta = \frac{\theta_S - \theta_r}{\left|1+(\alpha h_c)^\beta\right|^\gamma} + \theta_r \qquad (2.1.10)$$

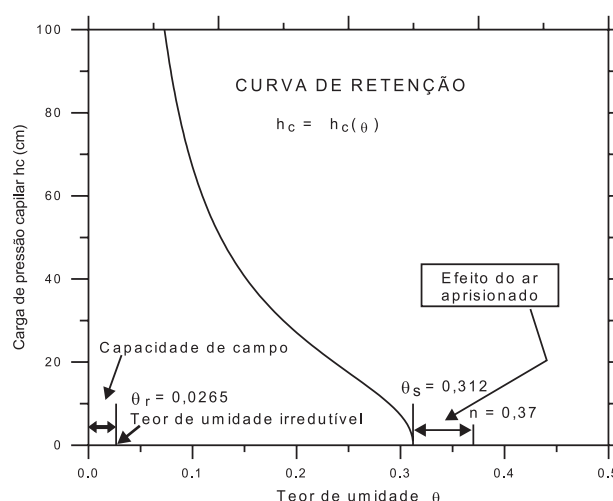



Figura 2.1.8 - Distribuição da carga de pressão capilar em função do teor de umidade do solo (modificado de Touma & Vauclin, 1986).

Zona de Saturação

Embora toda a água situada abaixo da superfície da Terra seja evidentemente subterrânea, na hidrogeologia a denominação **água subterrânea** é atribuída apenas à água que circula na zona saturada, isto é, na zona situada abaixo da superfície freática.

Conforme já visto no capítulo 1.2, denomina-se **aqüífero** a uma formação geológica que contém água e permite que quantidades significativas dessa água se movimentem no seu interior em condições naturais. As formações permeáveis, como as areias e os arenitos, são exemplos de aqüíferos. Já um **aqüiclude** é uma formação que pode conter água (até mesmo em quantidades significativas), mas é incapaz de transmiti-la em condições naturais. As formações impermeáveis, como as camadas de argila, são exemplos de aqüicludes. Um **aqüitardo** é uma camada ou formação semi-permeável, delimitada no topo e/ou na base por camadas de permeabilidade muito maior. O aqüitardo tem o comportamento de uma membrana semi-permeável através da qual pode ocorrer uma filtração vertical ou drenança. E, por fim, a denominação **aqüífugo** aplica-se a uma formação impermeável que nem armazena nem transmite água.

Parâmetros que Afetam o Armazenamento

Porosidade - o volume total $\mathbf{V_T}$ de um solo ou rocha consiste de um volume de material sólido $\mathbf{V_s}$ e de um volume de vazios $\mathbf{V_v}$. Por definição, a porosidade, também chamada porosidade volumétrica ou porosidade total, se expressa por $\eta = V_v/V_T$. De acordo com os diferentes tipos de rochas e texturas de solos, existem dois tipos de porosidade: uma primária**,** condicionada pela existência de vazios inerentes à matriz da rocha ou solo; e uma secundária, produzida por fenômenos que posteriormente afetaram a rocha, como, por exemplo, dissolução e ou fraturas controladas por estruturas regionais.

Pode ocorrer que em determinado meio poroso existam poros não interconectados, isolados ou sem saída (*dead-end pores*) ou pontos estagnados (*stagnant pockets*), que, apesar de serem volumes vazios, não permitem a água fluir livremente. Todavia, não há como avaliar ou medir esses espaços, motivo pelo qual geralmente não são levados em conta.

Porosidade Efetiva - a água subterrânea que tem interesse para o homem é aquela que se pode obter através de nascentes ou bombeada de poços, isto é, a água que se movimenta sob a ação da gravidade. Define-se, então, a porosidade efetiva η_e ou produção específica $\mathbf{S_y}$, como sendo a razão entre o volume de água liberado dos vazios pelas forças gravitacionais $\mathbf{V_g}$ e o volume total da rocha $\mathbf{V_T}$, como mostrado na equação a seguir:

$$\eta_e = S_y = \frac{V_g}{V_T} \qquad (2.1.11)$$

Retenção Específica - sabe-se que uma parte da água de saturação dos vazios fica retida na superfície dos grãos por forças de atração molecular, que são mais fortes do que a gravidade. É o que se chama de água de retenção ou retenção específica $\mathbf{S_r}$. Portanto, a porosidade total é a soma da porosidade efetiva e da retenção específica, ou seja:

$$\eta = \eta_e + S_r \qquad (2.1.12)$$

Coeficiente de Armazenamento - o conceito de coeficiente de armazenamento de um aqüífero se baseia nas forças de pressão que agem sobre o esqueleto sólido do meio poroso e sobre a água que preenche os vazios ou interstícios existentes entre os grãos. Trata-se de forças de tensão que atuam sobre a parte sólida (suposta elástica) e forças de compressão que atuam sobre a parte fluida (suposta compressível). A elasticidade volumétrica de aqüíferos é conhecida há muito tempo. Meinzer & Hard (1925), mostraram, a partir do estudo das relações entre os declínios de carga hidráulica e os volumes de água extraídos de aqüíferos confinados, que os mesmos são elásticos e compressíveis. São também consideradas evidências da compressibilidade e elasticidade dos aqüíferos, as variações de nível d'água de poços produzidas por fenômenos diversos, tais como variações de pressão atmosférica, variações das marés, efeitos de terremotos, subsidências de terras produzidas por explotações de água subterrânea etc.

Para um aqüífero confinado, é definido como o volume de água liberado por um prisma de secção unitária e altura igual à espessura do aqüífero, sob o efeito de uma variação unitária do nível potenciométrico. O seu valor varia na faixa de 10^{-5} a 10^{-3}, aproximadamente. Para os aqüíferos livres, o coeficiente de armazenamento é representado pela porosidade efetiva (η_e) ou produção específica (S_y), cujo valor oscila geralmente na faixa de 2 a 30% (Walton, 1970).

Tipos de Aqüíferos

Os aqüíferos podem ser classificados de acordo com a pressão das águas nas suas superfícies limítrofes (superior, chamada topo, e inferior, chamada base) e, também, em função da capacidade de transmissão de água dessas respectivas camadas limítrofes (do topo, camada confinante superior, e da base, camada confinante inferior), conforme ilustrado na figura 2.1.9. Em relação à pressão nas superfícies limítrofes, os aqüíferos podem ser classificados em: confinados e livres.

Aqüíferos Confinados

Também chamados de aqüíferos sob pressão, são aqueles onde a pressão da água em seu topo é maior do que a pressão atmosférica. Em função das características das camadas limítrofes, podem ser definidos como: **confinados não drenantes** e **confinados drenantes**.

Aqüíferos Confinados não Drenantes - são aqüíferos cujas camadas limítrofes, superior e inferior, são impermeáveis. Em um poço que penetra num aqüífero desse tipo, o nível da água subterrânea fica acima da base da camada confinante superior. É o caso do aqüífero **B**, penetrado pelos poços 1, 2 e 4 e do aqüífero **C**, penetrado pelo poço 3 (figura 2.1.9). Esse nível pode ficar abaixo da superfície do solo (como nos poços 1 e 4) ou acima dessa superfície (como no poço 2). Neste caso, o poço costuma ser chamado de artesiano surgente ou jorrante. Em qualquer situação, esse nível de água no poço, indica a **carga potenciométrica** ou **carga hidráulica** média (capítulos 2.2 e 6.4) ao longo da zona do filtro do poço ou da zona de admissão de água do poço (capítulo 6.1). Os níveis d'água em um certo número de poços de observação penetrantes em um aqüífero, definem uma **superfície potenciométrica** (capítulos 2.2 e 4.1).

Aqüíferos Confinados Drenantes - são aqueles onde, pelo menos, uma das camadas limítrofes é semi-permeável, permitindo a entrada ou saída de fluxos pelo topo e/ou pela base, através de **drenança** (capítulos 2.2 e 6.4) ascendente ou descendente (figura 2.1.9). As formações semipermeáveis oferecem uma resistência hidráulica relativamente alta à passagem do fluxo de água através delas. Mesmo assim, quantidades consideráveis de água podem ser perdidas ou ganhas pelos aqüíferos drenantes de grande extensão regional.

Aqüíferos Livres

Também chamados de freáticos ou não confinados, são aqueles cujo limite superior é a superfície de saturação ou freática na qual todos os pontos se encontram à pressão atmosférica. As áreas de recarga dos aqüíferos confinados correspondem a aqüíferos livres através dos quais os excessos de água da chuva conseguem penetrar por infiltração. A exemplo dos aqüíferos confinados, os aqüíferos livres também se classificam em **drenantes** (ou de base semipermeável) e **não drenantes** (ou de base impermeável).

Convém examinar atentamente a figura 2.1.9, para fixar os conceitos aqui descritos. Por exemplo, o aqüífero freático **A** é penetrado pelo poço 5 e fica situado acima de dois aqüíferos confinados **B** e **C**. As condições de confinamento dos vários aqüíferos envolvidos podem variar de livre a confinadas e confinadas drenantes, como se observa no aqüífero **B**. A magnitude e a direção das filtrações verticais ou drenanças são determinadas pelas elevações das superfícies potenciométricas de cada um desses aqüíferos. Assim, os limites entre as várias porções confinadas e livres podem mudar com o tempo, se as posições das superfícies potenciométricas forem alteradas. Existe um caso especial de aqüífero livre, denominado de **aqüífero suspenso**, quando é formado sobre uma camada impermeável ou semipermeável de extensão limitada e situada entre a superfície freática regional e o nível do terreno. Esses aqüíferos às vezes existem em caráter temporário, na medida em que drenam para o nível freático subjacente.

2.1.5 Geologia da Água Subterrânea

Em um sistema geológico, a natureza e a distribuição dos aqüíferos e aqüitardos são controladas pela **litologia**, **estratigrafia** e **estrutura** das formações geológicas.

Litologia - trata da composição mineral, da distribuição de tamanho dos grãos e do grau de compactação dos sedimentos ou rochas constituintes do arcabouço geológico.

Estratigrafia - descreve as relações geométricas e cronológicas entre os vários elementos constituintes do sistema geológico, tais como lentes, camadas e formações de origem sedimentar. As discordâncias, por exemplo, são características estratigráficas especialmente importantes em hidrogeologia (Freeze & Cherry, 1979). Tratam-se de descontinuidades estratigráficas ou superfícies que refletem a ocorrência de um intervalo de tempo durante o qual o processo de deposição foi interrompido, ou, ainda, durante o qual a superfície das rochas existentes foi intemperizada, erodida ou afetada por movimentos tectônicos. Essas discordâncias muitas vezes apresentam-se como superfícies que separam meios de permeabilidade diferente e, por isso, freqüentemente estão associadas com a ocorrência de aqüíferos.

Estrutura - diz respeito às características geométricas produzidas no sistema geológico por deformação, após deposição ou cristalização, como é o caso das juntas, fraturas, falhas e dobras.

O conhecimento da geologia de uma região, isto é, da sua litoestratigrafia e estrutura, é o ponto de partida para a compreensão da distribuição espacial dos aqüíferos e aqüitardos.

Água Subterrânea em Sedimentos Inconsolidados

A ocorrência de água subterrânea em sedimentos pouco consolidados apresenta muitas vantagens do ponto de vista do aproveitamento. Por isso, sempre que possível, a procura de água subterrânea em depósitos desse tipo é prioritária. Dentre as principais razões que justificam essa prioridade, mencionam-se:

- são fáceis de perfurar ou escavar, o que torna a investigação rápida e menos onerosa;
- são, geralmente, encontrados em vales e em áreas onde os níveis da água subterrânea se apresentam pouco profundos, possibilitando o bombeamento com pequenos recalques;
- situam-se, freqüentemente, em locais favoráveis à recarga a partir de rios, riachos e lagoas e, até mesmo, da infiltração direta das chuvas. Por serem pouco consolidados, esses depósitos, geralmente, possuem alta capacidade de infiltração potencial, maior porosidade efetiva e maior permeabilidade do que as formações compactas.

Aqüífero B
Livre
Confinado
Área de recarga
Não drenante
recarga
Drenante
Área de Surgência
Não drenante
Drenante
Superfície do solo
Poço jorrante
Aqüífero Suspenso
Superfície potenciométrica (B)
Superfície potenciométrica (C)
Nível estático
Mar
Água do mar
Drenança
Aqüífero A
Interface
Aqüífero B
Drenança
Interface
Aqüífero C
Camada impermeável
Camada semi-permeável

Figura 2.1.9 - Representação esquemática dos diferentes tipos de aqüíferos, de acordo com o sistema de pressão de suas águas e com a natureza das camadas que os delimitam no topo e na base (modificado de Bear & Verruijt, 1987).

Dentre os sedimentos inconsolidados, os mais importantes são as aluviões, as dunas e alguns depósitos coluviais. As coberturas eluviais, embora não sejam depósitos sedimentares no sentido usual do termo, possuem muitas características hidrogeológicas em comum com alúvios e colúvios.

Aluviões - no detalhe, a distribuição de argila, silte, areia e cascalho nos depósitos aluviais é muito complexa. Devido à mobilidade dos leitos dos rios e às constantes variações de velocidade de sedimentação das partículas sólidas, os depósitos aluviais possuem características texturais muito variadas, o que produz muita heterogeneidade na distribuição das propriedades hidráulicas. Apesar da grande variabilidade lateral de fácies que caracteriza a deposição nos vales dos rios, muitos deles apresentam uma seqüência vertical variável de areias grosseiras e cascalhos na base dos canais, até siltes e argilas no topo. A espessura relativa das unidades finas e grosseiras depende do tipo de sedimentos transportados pelo rio e da história geológica do rio no local de interesse. Em casos favoráveis, a investigação detalhada através de sondagens pode levar à caracterização de um padrão até certo ponto previsível da distribuição faciológica e, portanto, de delineação das zonas aqüíferas.

Dunas - materiais como areia e silte, que são transportados e depositados pelo vento são conhecidos como depósitos eólicos. É o caso das dunas formadas ao longo das regiões costeiras e, às vezes, em áreas interiores nas quais as chuvas são esparsas e existem areias disponíveis para transporte e deposição pelo vento. As areias eólicas caracterizam-se pela ausência de frações de silte e argila, e apresentam textura uniforme com grãos arredondados e partículas distribuídas na faixa granulométrica de média a fina. São moderadamente permeáveis (10^{-4} a 10^{-6} m/s) e formam aqüíferos em áreas onde existe suficiente espessura saturada. As porosidades situam-se entre 30 e 45%. Ao contrário das aluviões, os depósitos eólicos tendem a ser muito homogêneos, em escala local e muitas vezes em escala regional.

Água Subterrânea em Rochas Sedimentares

No domínio dos sedimentos consolidados, as rochas mais importantes como aqüíferos são aquelas que apresentam de regular a boa permeabilidade. As rochas pouco permeáveis, como arenitos muito argilosos e siltitos, comportam-se como aqüitardos, devido à sua baixa capacidade de transmissão de água. Finalmente, os argilitos e folhelhos, por serem praticamente impermeáveis, classificam-se como aqüicludes.

Arenitos - os arenitos formam aqüíferos regionais que armazenam grandes quantidades de água potável. As formações areníticas de maior expressão hidrogeológica possuem origens diversas, incluindo ambientes fluviais, eólicos, deltaicos e marinhos. O estudo sedimentológico, que permite caracterizar a origem e os ambientes deposicionais dos arenitos, pode ser muito útil na avaliação das distribuições de permeabilidade.

Os arenitos normalmente apresentam porosidades mais baixas do que as areias pouco consolidadas, devido à compactação e cimentação de parte dos vazios existentes entre os grãos. Em casos extremos, as porosidades chegam a ser inferiores a 1% e as condutividades hidráulicas da mesma ordem daquelas que se observam em siltitos e folhelhos não fraturados (10^{-10} m/s). Quartzo, calcita e minerais de argila, são os materiais mais encontrados cimentando os grãos dos arenitos. Esses minerais formam-se como resultado de precipitação ou alteração mineral durante a circulação da água subterrânea através da areia. A compactação é importante a grandes profundidades, onde reinam altas pressões e temperaturas. Estudos realizados por Atwater (1966), indicam que a porosidade dos arenitos decresce sistematicamente com a profundidade a uma taxa de 1,3% para cada 300 m.

Chillingar (1963) mostrou que existe, para os arenitos de diversas categorias de tamanho de grãos, uma tendência bem definida de aumento da permeabilidade com o aumento da porosidade (figura 2.1.10).

Ao tratar da porosidade e permeabilidade de materiais naturais, Davis (1969) sugere que a presença de estratificações de pequena escala em arenitos permite supor que a permeabilidade de amostras muito grandes é **uniformemente anisotrópica**. Isto porque a variação vertical de permeabilidade em grandes massas de arenito seria pequena, mesmo em zonas de permeabilidade horizontal elevada. As variações de permeabilidade refletem variações nas condições de deposição reinantes durante o processo de deposição (Freeze & Cherry, 1979).

Localmente, todavia, testes de laboratório efetuados em testemunhos de camadas de arenitos indicam que a condutividade hidráulica pode apresentar diferenças

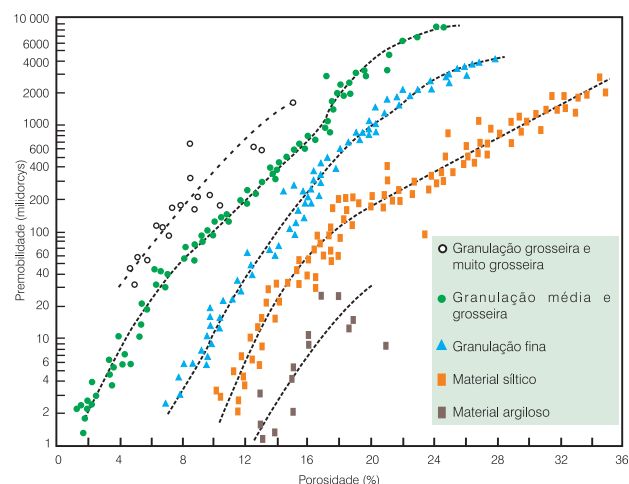



Figura 2.1.10 - Relação entre porosidade e permeabilidade para arenitos de diferentes tamanhos de grãos (modificado de Chilingar, 1963 *apud* Freeze & Cherry, 1979).

da ordem de 10 a 100 vezes, em zonas que, à luz do simples exame visual, poderiam se classificar como relativamente homogêneas. A figura 2.1.11 ilustra um perfil de condutividade hidráulica ao longo da vertical num pacote de arenitos relativamente espesso.

Com base em medições de condutividade hidráulica efetuadas em um grande número de amostras de testemunhos de arenitos, Piersol *et al*. (1940) verificaram que o valor médio da razão K_h / K_v, entre a condutividade hidráulica horizontal e a vertical é da ordem de 1,5. Apenas 12% das amostras apresentaram razões acima de 3,0. À medida que as areias se tornam mais cimentadas e compactadas, a contribuição das fraturas para a condutividade hidráulica volumétrica do material aumenta. A tendência dos grandes valores de condutividade ocorrerem na direção horizontal é substituída por uma maior condutividade de fraturas ao longo da vertical.

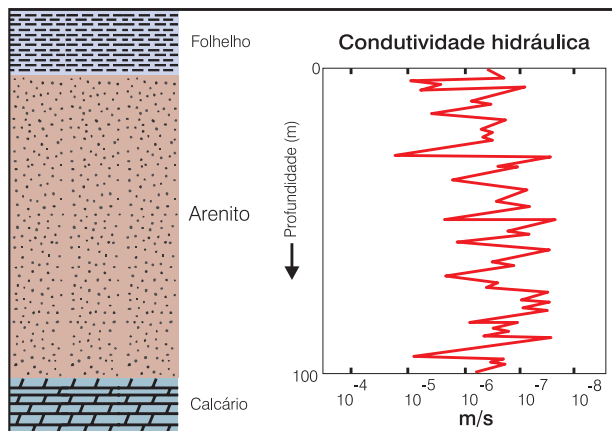



Figura 2.1.11 - Diagrama esquemático mostrando a variação de condutividade hidráulica com a profundidade em um aqüífero de arenito espesso e relativamente homogêneo (modificado de Freeze & Cherry, 1979).

Rochas Carbonáticas - as rochas carbonáticas ocorrem nas formas de calcário e calcário dolomítico. Quase toda a dolomita tem origem secundária e resulta da alteração geoquímica da calcita. Essa transformação mineralógica produz um aumento na porosidade e permeabilidade porque a cristalização da dolomita ocupa cerca de 13% menos espaço do que a calcita (Freeze & Cherry, *op. cit*.). Rochas carbonáticas apresentam porosidades variáveis de 20 a 50%. A condutividade hidráulica primária de calcários e dolomitos não fraturados é geralmente inferior a 10^{-7}m/s, o que representa uma medíocre capacidade de transmissão de água subterrânea.

Em geral, todavia, as rochas carbonáticas apresentam significativa condutividade hidráulica secundária, produzida por fraturas resultantes de movimentos tectônicos, ao longo das quais a circulação de água subterrânea atua dissolvendo a calcita e a dolomita. Para que a água subterrânea possa dissolver as rochas carbonáticas e produzir grandes vazios em seu interior, ela precisa ser subsaturada em carbonatos. Observações em pedreiras e outras escavações efetuadas em rochas carbonáticas sub-horizontais revelaram aberturas de dissolução bastante espaçadas ao longo de juntas verticais. Isso levou os autores a concluírem que, do ponto de vista da capacidade de produção de água em poços, as aberturas ao longo dos planos de acamadamento seriam as mais importantes (Walker, 1956; Johnston, 1962). No caso considerado, conforme é ilustrado na figura 2.1.12, existe uma maior probabilidade dos poços encontrarem aberturas horizontais do que aberturas verticais.

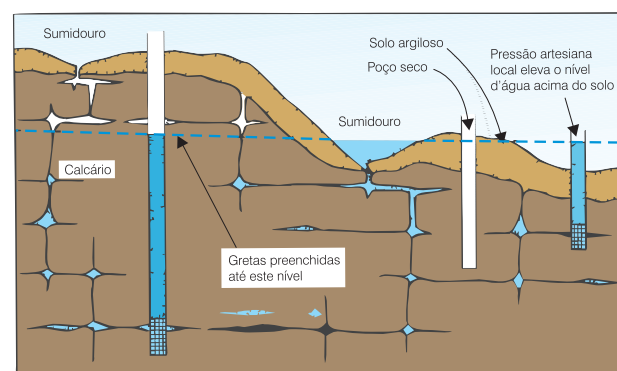



Figura 2.1.12 - Ilustração esquemática da ocorrência de água subterrânea numa rocha carbonática na qual a permeabilidade secundária ocorre ao longo dos planos de acamadamento e das fraturas verticais alargadas por dissolução (Walker, 1956; Davis & De Wiest,1966; modificado de Freeze & Cherry, 1979).

Em rochas carbonáticas fraturadas, poços produtores de grande capacidade e poços praticamente secos podem existir à pequena distância um do outro, dependendo da magnitude das gretas e zonas fraturadas interceptadas pela perfuração. Embora a ocorrência de camadas de calcário possa ser localizada e caracterizada através de estudos estratigráficos e estruturais (capítulo 3.3), a capacidade de produção de água de tais camadas é muito difícil de prever. Em muitas áreas, é quase sempre a **evidência empírica** que revela a ocorrência de um aqüífero numa formação ou camada de calcário. Somente em poucas situações (talvez menos de 5% dos casos), pode um estudo geológico de superfície explicar a alta produtividade aqüífera de uma formação calcária.

Em algumas rochas carbonáticas, a existência de fraturas verticais concentradas cria zonas de alta condutividade hidráulica. A figura 2.1.13 ilustra uma situação em que as intersecções de traços de fraturas e lineamentos refletem-se na morfologia superficial. Em tais zonas são maiores as probabilidades de dissolução e, por conseguinte, de

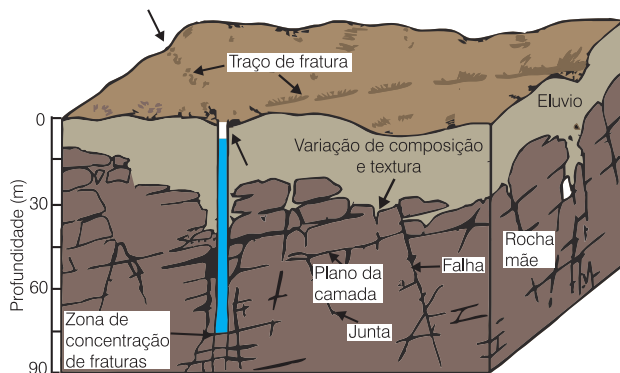



Figura 2.1.13 - Ocorrência de zonas de maior permeabilidade em rocha carbonática fraturada. As maiores produções de água de poços acontecem nas zonas de intersecção estrutural (modificado de Freeze & Cherry 1979).

aumento da condutividade hidráulica, com reflexos positivos na produtividade dos poços (Lattman & Parizek, 1964; Parizek & Drew, 1966).

Segundo Davis & De Wiest (1966), em escala mesoscópica (de afloramento da rocha), evidências favoráveis seriam, por exemplo, a presença de aberturas de dissolução, sistemas de juntas pouco espaçadas e falhas na zona de interesse. Aberturas de dissolução tendem a ser melhor desenvolvidas nas proximidades de falhas e, por isso, os traços de falhas verticais, na superfície, devem ser usados como guias na localização dos pontos mais favoráveis para a perfuração de poços. Condições desfavoráveis, indicativas de que uma camada de calcário ou dolomito talvez não se comporte como aqüífero em profundidade, seriam ausência de aberturas de dissolução e presença de folhelhos e margas. Para a obtenção de melhores resultados na locação de poços, Davis & De Wiest (*op. cit*.) consideram que:

- em áreas de calcários ou dolomitos espessos, os poços locados no fundo dos vales tendem a ser melhores do que os locados nas encostas, porque os primeiros apresentam níveis d'água pouco profundos e podem mais facilmente receber recarga induzida de depósitos aluviais adjacentes;
- os poços nas partes mais altas das colinas tendem a ser mais produtivos do que os nas encostas, quando as condições topográficas estão associadas a estruturas geológicas particulares. Por exemplo, fraturas e aberturas de dissolução seriam mais abundantes ao longo das cristas de antiformes e dos eixos de sinformes, do que nos flancos das dobras (figura 2.1.14).

Se a água da aluvião (figura 2.1.14) não contiver minerais carbonáticos, a infiltração da mesma no calcário poderá produzir aberturas de dissolução. Se ela apresentar dureza elevada, então ficará saturada em relação à calcita e dolomita, e a tendência é de não ocorrer dissolução.

Água Subterrânea em Rochas Ígneas e Metamórficas

Porosidade e Permeabilidade Primárias

Amostras sólidas e não fraturadas de rochas ígneas e metamórficas possuem porosidades praticamente nulas. Os vazios intercristalinos condicionantes da porosidade são mínimos e não interconectados. Por esta razão, as permeabilidades primárias dessas rochas, expressas como condutividade hidráulica, são extremamente pequenas (10^{-11} a 10^{-13} m/s). Esses valores foram estimados em amostras intactas de meta-sedimentos (quartzito, micaxisto, filito e metagrauvaca) à temperatura ambiente (Stuart *et al*., 1954). Medidas de condutividade hidráulica de granitos em poços sem fraturas, geralmente fornecem valores da ordem de 10^{-11} m/s, o que equivale a dizer que essas rochas podem ser consideradas como impermeáveis no contexto dos problemas de aproveitamento de água subterrânea.

Porosidade e Permeabilidade Secundárias

No domínio das rochas cristalinas ígneas e metamórficas, em geral sempre se observa, ao nível mesoscópico, significativa ocorrência de fraturas produzidas por variações nas condições de tensão, verificadas durante os vários episódios que marcaram a história geológica dessas rochas. As fraturas criam uma **porosidade secundária**, responsável pelo armazenamento e uma **permeabilidade** (m^2), que também se expressa como uma **condutividade hidráulica** (m/s), responsável pela circulação da água subterrânea. As aberturas das fraturas geralmente são menores do que 1 mm. Em alguns casos, a dissolução da sílica pode produzir aumento nas aberturas das fendas, quando a água de recarga é capaz de atacar os silicatos (Tolman, 1937; Davis, 1969). Muitas vezes, porém, a água de infiltração se enriquece em sílica na zona de cobertura eluvial antes de atingir o domínio fraturado subjacente e, quando isto acontece, ela perde a agressividade em relação aos minerais silicatados presentes nas superfícies das fraturas.

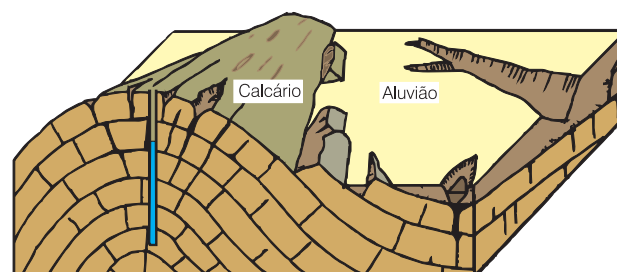



Figura 2.1.14 - Ilustração da ocorrência de uma zona de alta permeabilidade em fraturas alargadas por dissolução ao longo da crista aflorante de um antiforme em rocha carbonática (modificado de Freeze & Cherry, 1979).

Na tabela 2.1.2 são mostrados resultados de condutividade hidráulica (m/s), permeabilidade (m^2), abertura (mm) e porosidade (%) de fraturas em rochas cristalinas do Nordeste do Brasil (Manoel Filho, 1996). As condutividades hidráulicas médias variam, em geral, na faixa de 3,8 a 5,5 cm/s, exibindo, porém, valores excepcionalmente altos (1,3 e 2,5 m/s). As aberturas médias variam entre 0,2 e 0,95 mm com valores excepcionais superiores a 2 mm. As porosidades são sistematicamente muito baixas, em todos tipos de rochas, com médias situadas entre 0,0007% e 0,0071%.

Variação de Permeabilidade com a Profundidade

Alguns estudos, efetuados há mais de 30 anos nos Estados Unidos, sugerem que a permeabilidade média das rochas ígneas e metamórficas decresce rapidamente com a profundidade (Davis & Turk, 1964; Dingman *et al*.,1954; Gregory & Ellis,1909; LeGrand, 1954; 1962). Os resultados de um estudo efetuado por Legrand (1954), numa área de rochas cristalinas (granito, gabro, gnaisse e micaxisto) na Carolina do Norte, sugerem que existe um decréscimo da produtividade do poço com o aumento da espessura estática saturada (figura 2.1.15). Freeze & Cherry (1979) interpretam os resultados obtidos por Legrand (*op.cit.*) como uma expressão quantitativa da tendência que os perfuradores de poços observam de modo mais qualitativo em muitas regiões de rochas cristalinas. A correlação sugerida pela figura 2.1.15 entre a profundidade média dos poços e a produtividade média (coeficiente de correlação R = 0,898) parece significativa.

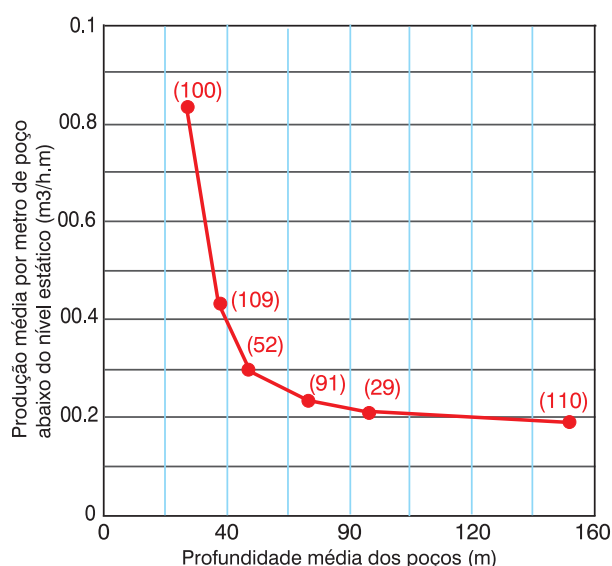



Figura 2.1.15 - Decréscimo na produção média de poços (m^3/h por metro de poço abaixo do nível estático) com a profundidade média em rochas cristalinas na área de Statesville, Carolina do Norte. Os números próximos aos pontos indicam o número de poços usados para obter os valores médios que definem a curva (dados de Legrand,1954; Davis & De Wiest,1966).

Usando uma amostra de 800 poços perfurados em rochas cristalinas nos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba, com profundidades variáveis de 20 a 70 m, foram calculados os valores médios de profundidade e produtividade, em 16 subconjuntos de 50 poços. Os resultados (figura 2.1.16) não apresentam a regularidade sugerida pela curva de Legrand (figura 2.1.15). Eles refletem a tendência de decréscimo da produtividade com a profundidade, de maneira bem menos significativa (R = 0,704). Vale notar que três subconjuntos de 50 poços exibem produtividades diferentes para a mesma profundidade média de 40 m, assim como para profundidades médias de 50 e 60 m (figura 2.1.16). Conclui-se, finalmente, que não existe correlação (R= 0,285) entre profundidade abaixo do nível estático e produtividade do poço (figura 2.1.17).

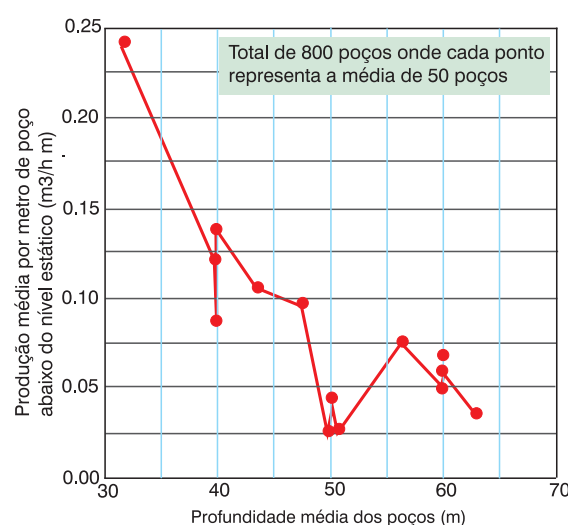



Figura 2.1.16 - Decréscimo da produção média do poço (m^3/h por metro de espessura abaixo do nível estático) com a profundidade média dos poços no cristalino dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte (dados de Costa, 1986; Manoel Filho, 1996).

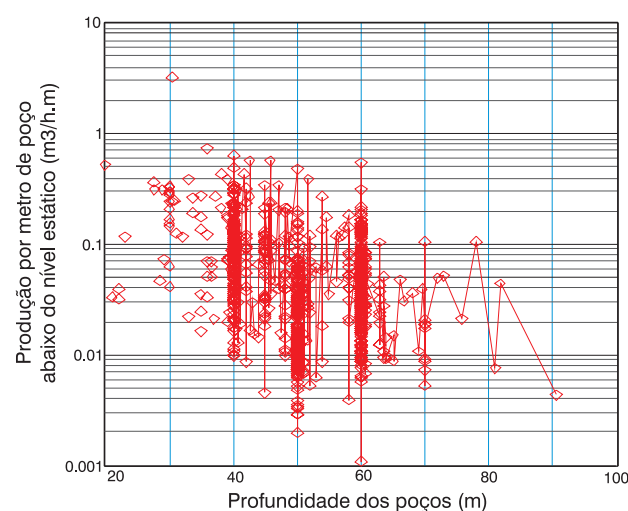



Figura 2.1.17 - Variação da produção do poço (m^3/h por metro de espessura abaixo do nível estático) com a profundidade no cristalino da Paraíba e do Rio Grande do Norte (dados de Costa, 1986; Manoel Filho, 1996).

SUB-PROV. HIDRO-GEOLÓGICA	LOCAL/ROCHA		Nº DE TESTES	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/s)			PERMEABILIDADE (m2)			ABERTURA (mm)			POROSIDADE (%)		
				Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima	Média	Mínima	Máxima
ESCUDO ORIENTAL NE	CEARÁ	granito	22	7,00E-02	1,20E-02	1,80E-01	6,50E-09	1,10E-09	1,60E-08	0,27	0,12	0,44	0,001	0,0002	0,0029
		quartzito	5	1,30E-01	1,20E-01	1,40E-01	1,20E-08	1,10E-08	1,30E-08	0,38	0,36	0,39	0,0011	0,001	0,0011
		Total	27	7,50E-02	1,20E-02	1,80E-01	6,90E-09	1,10E-09	1,60E-08	0,27	0,12	0,44	0,001	0,0002	0,0029
	RIO GRANDE DO NORTE	granito	5	1,20E-01	2,30E-02	4,20E-01	1,10E-08	2,10E-09	3,90E-08	0,3	0,16	0,69	0,0022	0,0004	0,0076
		gnaisse	5	4,40E-02	1,40E-02	8,40E-02	4,00E-09	1,30E-09	7,70E-09	0,21	0,13	0,3	0,0014	0,0008	0,0033
		micaxisto	3	9,80E-02	3,30E-02	2,20E-01	9,00E-09	3,00E-09	2,10E-08	0,3	0,19	0,5	0,0031	0,0012	0,006
		Total	13	8,40E-02	1,40E-02	4,20E-01	7,70E-09	1,30E-09	3,90E-08	0,26	0,13	0,69	0,0021	0,0004	0,0076
	PARAÍBA	granito	3	8,30E-01	9,30E-02	4,30E+00	7,60E-08	8,50E-09	4,00E-07	0,67	0,32	2,19	0,0071	0,0014	0,0209
		gnaisse	5	2,50E+00	2,10E-02	2,30E+01	2,30E-07	1,90E-09	2,10E-06	0,38	0,15	0,93	0,0068	0,0023	0,0286
		migmatito	4	6,30E-02	8,40E-03	1,70E-01	5,80E-09	7,70E-10	1,50E-08	0,23	0,1	0,43	0,0025	0,0012	0,004
		micaxisto	4	3,80E-02	2,10E-02	6,20E-02	3,50E-09	2,00E-09	5,70E-09	0,2	0,15	0,26	0,0007	0,0005	0,0009
		filito	4	1,40E-01	2,50E-02	2,80E-01	1,30E-08	2,30E-09	2,50E-08	0,37	0,17	0,55	0,0022	0,0005	0,0058
		Total	20	7,90E-01	8,40E-03	2.,3E+01	7,30E-08	7,70E-10	2,10E-06	0,36	0,10	2,19	0,0038	0,0005	0,0286
	BAHIA	Cristalino in-diferenciado	8	1,30E-01	2,10E-02	3,60E-01	1,20E-08	1,90E-09	3,30E-08	0,35	0,15	0,63	0,0015	0,0005	0,0031
COBERTURAS CLÁSTICAS SÃO FRANCISCO	BAHIA		8	5,5E-01	6,0E-02	2.,1E+00	5,0E-08	5,5E-09	1,9E-07	0,63	0,26	1,51	0,0043	0,0007	0,0132
COBERTURAS CARBONÁTICAS SÃO FRANCISCO	BAHIA (Meta-calcário)		9	1,3E+00	4,8E-02	5,6E+00	1,2E-07	4,4E-09	5,1E-07	0,95	0,23	2,48	0,0039	0,0016	0,0124

Tabela 2.1.2 - Propriedades hidráulicas em rochas cristalinas no Nordeste do Brasil (Manoel Filho, 1996).

Locação de poços

"Poucas tarefas em hidrogeologia são mais difíceis do que a locação de poços em rochas ígneas e metamórficas. Variações extremas de litologia e estrutura, associadas com zonas produtoras de água localizadas em pontos preferenciais dificultam as investigações geológica e geofísica. O solo e a vegetação, muitas vezes, mascaram os afloramentos e impedem um mapeamento geológico detalhado. Além disso, pequenas fraturas que produzem a maior parte da água dos poços em rochas não intemperizadas não são detectadas por métodos geofísicos. Não surpreende, portanto, que em algumas regiões a porcentagem de insucesso na perfuração de poços seja alta mesmo quando as locações são feitas por hidrogeólogos experientes." (Davis & De Wiest, *op.cit.*).

A perspectiva de uso das técnicas de mapeamento de fraturas na locação de poços no cristalino com os recursos tecnológicos mais modernos, de análise e processamento de imagens, está trazendo para muitos especialistas envolvidos com o problema a esperança de redução dos chamados "índices de insucesso", na produtividade de poços. Mas, por enquanto, isso continua parecendo difícil. A grande incógnita continua sendo a identificação de relações objetivas, entre propriedades geométricas e propriedades hidráulicas do meio fissural, sem o que, provavelmente, o estabelecimento de uma metodologia eficiente de locação de poços, dificilmente será logrado. Isto não significa que se trate de uma metodologia capaz de garantir uma efetiva melhoria dos padrões conhecidos de produtividade (se é que isto é possível) nas regiões de rochas cristalinas, mas, tão somente, de um processo que justifique ou explique, os resultados obtidos.

Estudos recentes (Banks *et al.*, 1994) parecem indicar que o sucesso de um poço em aqüíferos de rochas cristalinas ainda continua sendo, em grande parte, uma questão de chance. Não é sem razão que os estudos de conectividade geométrica de fraturas e de variabilidade dos coeficientes de permeabilidade e porosidade (ex., Guerin & Billaux, 1993), usam como ferramenta a análise estatística, na busca de relações entre propriedades geométricas e propriedades hidráulicas dos sistemas fissurados. Mas, ainda não foi possível relacionar, em escala mesoscópica, estilos estruturais com permeabilidades.

Os valores de permeabilidade no domínio subterrâneo fraturado variam muito de um lugar para outro, assumindo um comportamento aleatório, com distribuição de probabilidade do tipo log normal. Isto reflete-se nas dispersões que se verificam nos resultados de produtividade de poços, obtidos em meios fraturados, tanto em zonas áridas quanto em zonas úmidas. Tais resultados tendem a seguir uma distribuição de freqüência do tipo log normal, semelhante à que geralmente se admite para a condutividade hidráulica e/ou para a permeabilidade das rochas fissuradas (Gustafson & Krásný, 1994). Salvo em casos muito particulares, ainda se continua desconhecendo como identificar de forma sistemática aqueles pontos específicos ou zonas preferenciais de fluxo em meio fraturado.

O Cristalino das Regiões Semi-Áridas

Nas regiões semi-áridas, como por exemplo, o Nordeste do Brasil, com cerca de 500.000 km^2 ocupados por rochas cristalinas, o aproveitamento de água subterrânea dessas rochas sempre foi uma alternativa que se levou em consideração, notadamente em virtude da carência de outros recursos hídricos. A produção média dos poços é da ordem de 3 m^3/h, com mediana de 2 m^3/h. O manto de cobertura indiferenciada (alúvios, elúvios e colúvios) tem espessura média da ordem de 5 m com valor mediano da ordem de 4 m. As águas apresentam qualidade medíocre, com média de sólidos totais dissolvidos da ordem de 3.000 mg/L e mediana de apenas 1.500 mg/L (Manoel Filho, 1996). Nos períodos de estiagens prolongadas, essa água é, muitas vezes, a única alternativa com que se pode contar para a sobrevivência dos rebanhos. O mesmo acontece em grandes regiões da África, Índia, Austrália e Sibéria, conforme indicam muitos dos estudos hidrogeológicos regionais, que têm contribuído para um melhor entendimento das propriedades hidrogeológicas do cristalino (Biscaldi, 1968; IAH, 1975; Wright & Burges, 1992).

O Cristalino das Regiões Úmidas

Em regiões úmidas, que se caracterizam por uma relativa abundância de água, quase sempre se dispensou o uso da água subterrânea das rochas cristalinas. Nos últimos 20 anos, porém, ocorreram grandes progressos na hidrogeologia do cristalino de regiões temperadas por conta do crescimento da demanda em muitas áreas e devido ao aprimoramento da tecnologia de perfuração, que tornou bastante fácil e pouco onerosa a construção de poços de pequeno diâmetro para captação de água em rochas cristalinas (Karrenberg, 1981; Krásný, 1990), principalmente para pequenos abastecimentos. Nas zonas úmidas, uma das características mais importantes da água subterrânea reside na possibilidade de seu uso para os mais diversos fins, já que a qualidade físico-química costuma ser excelente.

Do ponto de vista da ocorrência da água subterrânea, por conta da pluviosidade mais abundante e da sua melhor distribuição no tempo, o domínio das rochas cristalinas é geralmente recoberto por um manto de intemperismo ou cobertura eluvial. No sudeste do Brasil, a espessura média da cobertura eluvial é da ordem de 40 m, com um valor mediano de 30 m (Manoel Filho, *op.cit.*). Esse manto e a zona fissurada subjacente, formam o que se pode denominar de um sistema livre,

cujo nível de saturação ora se encontra no elúvio, ora no meio fissurado subjacente. Esse nível costuma ser pouco profundo e a sua recarga é assegurada pelos excessos de água de chuva. A magnitude dessa recarga (que se realiza por infiltrações a partir do solo) depende, entre outros fatores, da natureza do solo e do tempo de permanência dos excedentes do balanço hídrico. Esse tempo, por sua vez, depende da declividade do solo, da cobertura vegetal etc. Na verdade, são inúmeros os fatores ambientais passíveis de influir nesse processo. A produtividade média de poços é da ordem de 20 m^3/h, porém a mediana é muito menor (da ordem de apenas 7 m^3/h).

2.1.6 Água Subterrânea em Zonas Costeiras

Introdução

A primeira publicação científica tratando das relações água doce - água salgada em regiões costeiras é devida a Braithwaite (1855), porém, a primeira lei quantitativa se deve ao holandês Ghyben (1889) e ao alemão Herzberg (1901). Daí em diante, somente merece destaque o trabalho de Hubbert (1940), considerado como uma das principais contribuições relativas à compreensão dos sistemas dinâmicos em meios porosos. Cerca de 20 anos após o trabalho de Hubbert, o assunto parece ter voltado a despertar interesse, especialmente em zonas costeiras densamente povoadas e com grandes demandas de água, nas quais a explotação de água subterrânea resultou em intrusões de água salgada.

A partir do conhecimento de que nos aqüíferos costeiros existe uma relação entre o fluxo de água doce para o oceano e a extensão da zona de intrusão salina para o interior do aqüífero, o problema da intrusão passou a ser encarado como uma questão de **gerenciamento**. Isso criou uma necessidade de informações mais detalhadas e orientadas para a gestão das explotações de aqüíferos costeiros.

Surgiram assim, nos anos 1960, inúmeros trabalhos teóricos e experimentais, dentre os quais sobressaem as contribuições de Santing (1957; 1963), Bear (1960), Bear & Dagan (1964; 1965; 1966) em Israel, Lusczynsky (1961), Lusczynsky & Swarzenski (1962; 1966) em Long Island (New York), Kohout (1960; 1961; 1964; 1965), Kohout & Hoy (1963), na área de Nfianú (Flórida) e ainda Hemy (1960; 1964) e Kashef (1967; 1968; 1972), sendo que este último apresenta uma revisão detalhada da evolução dos conhecimentos sobre as relações água doce - água salgada em regiões costeiras (*apud* Custódio & Llamas, 1983).

Em muitas partes do mundo, onde existem problemas de gestão de recursos hídricos associados com a explotação de aqüíferos costeiros, ainda se fazem intensas pesquisas com o duplo objetivo de entender e controlar o mecanismo de intrusão de água do mar e, assim, melhorar a produção dos aqüíferos costeiros.

O Conceito de Interface Marinha

O mar é o grande exutório das águas continentais e, por isso, nos aqüíferos costeiros geralmente existe um gradiente hidráulico condicionando um fluxo de água doce do continente para o oceano (figura 2.1.18). A água doce, menos densa e com peso específico γ_d e a água salgada, mais densa e com peso específico $\gamma_s > \gamma_d$, são fluidos miscíveis, havendo entre eles uma zona de transição ou zona de mistura, condicionada pela dispersão hidrodinâmica. Nessa zona, a densidade da mistura é variável.

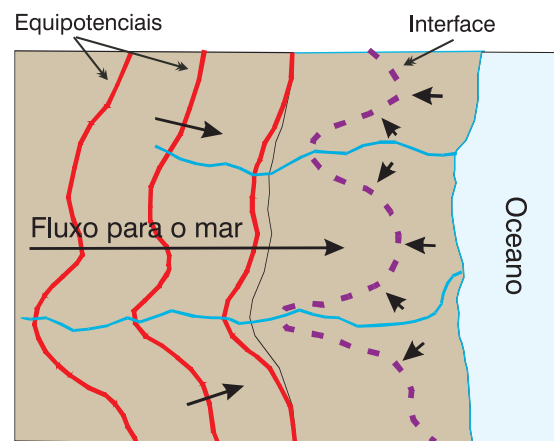



Figura 2.1.18 - Esquema do fluxo de água subterrânea para o mar em um aqüífero costeiro. A linha interrompida representa a projeção no plano do mapa da ponta da cunha salina em profundidade.

Em geral, todavia, para simplificar o tratamento matemático dos problemas de água subterrânea nas zonas costeiras, aproxima-se a zona de transição por uma superfície abrupta ou interface**,** na qual se admite que ocorre a passagem da água doce para a água salgada. Em muitos casos de interesse prático (por exemplo, quando a espessura do aqüífero é muito maior do que a largura da zona de transição), essa hipótese se justifica (Schnlorak, 1967). Nos casos em que a zona de transição é muito larga, a referida hipótese não se justifica (Cooper, 1959 *apud* Bear, 1979).

Forma e Posição da Interface

Geralmente, os modelos de fluxo que tratam das relações água doce - água salgada admitem a hipótese de que existe uma interface separando esses dois fluidos, caracterizados por densidades diferentes, conforme é ilustrado nos perfis da figura 2.1.19, representativos de diversas condições naturais, isto é, de condições não influenciadas por bombeamentos.

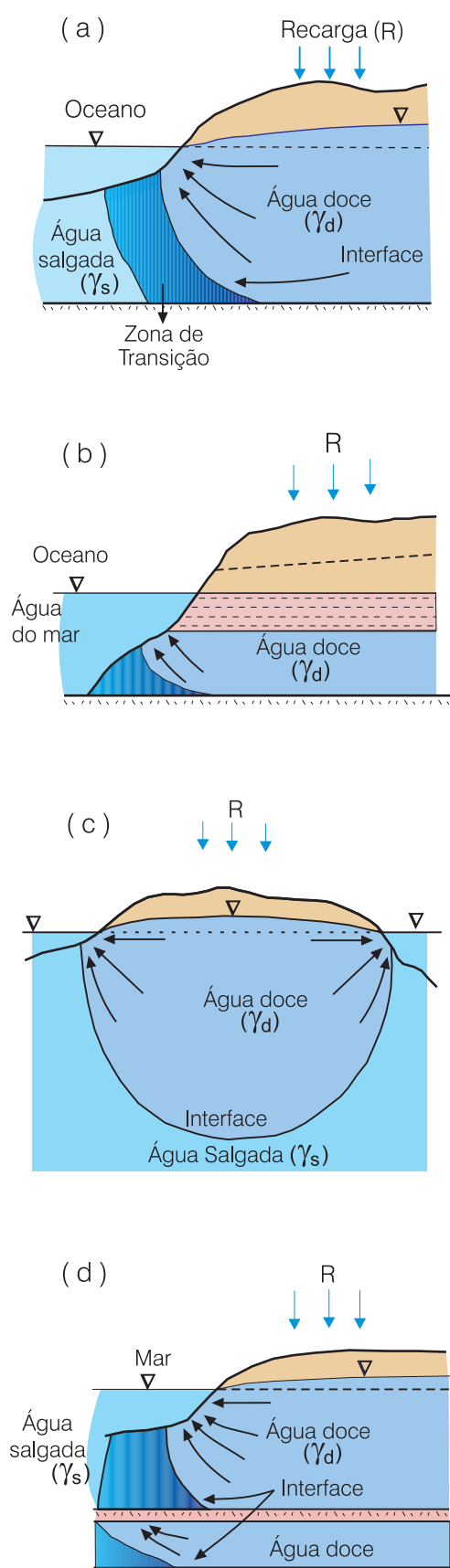



Figura 2.1.19 - Seções típicas de aqüíferos costeiros em diferentes situações: (a) aqüífero livre; (b) aqüífero confinado; (c) ilha oceânica; (d) dupla interface condicionada pela presença de uma camada semipermeável.

Na ausência de bombeamentos, os aqüíferos costeiros permanecem em estado de equilíbrio com uma interface estacionária e um fluxo natural de água doce, acima da mesma, para o mar. Em cada ponto da interface, a **elevação** (posição) e a **declividade** são determinadas pelo potencial de água doce e pelo gradiente hidráulico. A declividade da superfície das águas subterrâneas aumenta na direção do oceano porque a seção de aqüífero disponível para o fluxo vai sendo reduzida pela presença da interface e, por isso, a descarga específica (velocidade de Darcy) tangente à interface, aumenta.

A massa de água salgada que penetra nos aqüíferos costeiros apoiada na base dos mesmos e que avança para o interior, de encontro à água doce que escoa para o mar, tem a forma de uma cunha (figura 2.1.19) e por isso é chamada de cunha salina, cuja extremidade, pé ou ponta, define o alcance da penetração da água salgada no aqüífero.

Fórmula de Ghyben-Herzberg

O modelo de Ghyben-Herzberg admite que existe um **equilíbrio estático,** isto é, uma distribuição de pressão hidrostática na região de contato da água doce com a água do mar estacionária (figura 2.1.20).

A fórmula de Ghyben-Herzberg para a profundidade da interface em um ponto qualquer do aqüífero, se expressa diretamente em função da altura da lâmina de água doce $\mathbf{h_d}$, acima do nível do mar no ponto considerado, isto é:

$$h_s = \delta h_d \qquad (2.1.13)$$

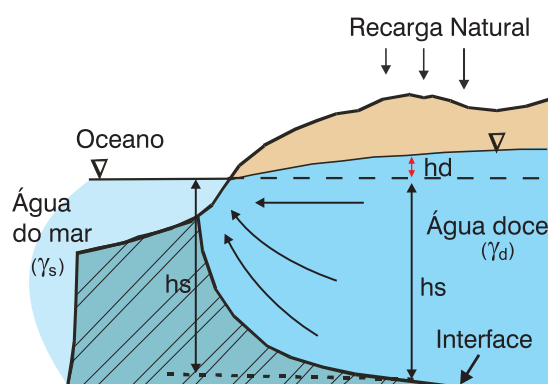
Para γ_s=1,025 gr/cm³ e γ_d=1,000 gr/cm³, δ =10 e h_s=40.h_d, ou seja, a uma dada distância do oceano, a profundidade da interface abaixo do nível do mar é 40

$$\gamma_s h_s = \gamma_d (h_s + h_d)$$
$$\gamma_s h_s - \gamma_d h_s = \gamma_d h_d$$
$$h_s = \left(\frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} \right) h_d = \delta h_d$$

Figura 2.1.20 - Modelo de Ghyben-Herzberg para um aqüífero livre costeiro.

vezes a carga hidráulica de água doce acima do nível do mar. A limitação desse modelo é a hipótese de equilíbrio estático, que implica a ausência de fluxo para o mar (figura 2.1.20). Não obstante, o mesmo resultado é obtido supondo que existe na região de água doce (isto é, no aqüífero) um equilíbrio dinâmico**,** com fluxo estacionário horizontal para o mar. Isto significa que as eqüipotenciais são linhas ou superfícies verticais, exatamente como na hipótese de Dupuit (capítulo 2.2 e 6.4). Longe do mar, e sob gradientes hidráulicos fracos, essa hipótese se justifica plenamente, pois as componentes verticais do fluxo são desprezíveis. Já nas proximidades da costa ela não se aplica, porque predomina uma tendência de fluxo vertical acentuada pela redução na área de saída de água doce para o mar.

Controle da Intrusão

Bear e Dagan (1962; 1963; 1964 e 1966) e Strack (1973, *apud* Bear, 1979) estudaram a possibilidade de interceptar parte da água doce que flui para o mar em um aqüífero costeiro, usando a técnica do **coletor costeiro.** Trata-se de uma linha de poços rasos, paralela à costa e não muito distante da mesma, para interceptar, através de bombeamento, parte do fluxo natural sem produzir um avanço descontrolado da ponta da cunha salina**,** para o interior do aqüífero.

A relação entre a extensão da cunha salina e o fluxo de água doce para o mar é expressa pelas equações a seguir, cujos símbolos aparecem na figura 2.1.21.

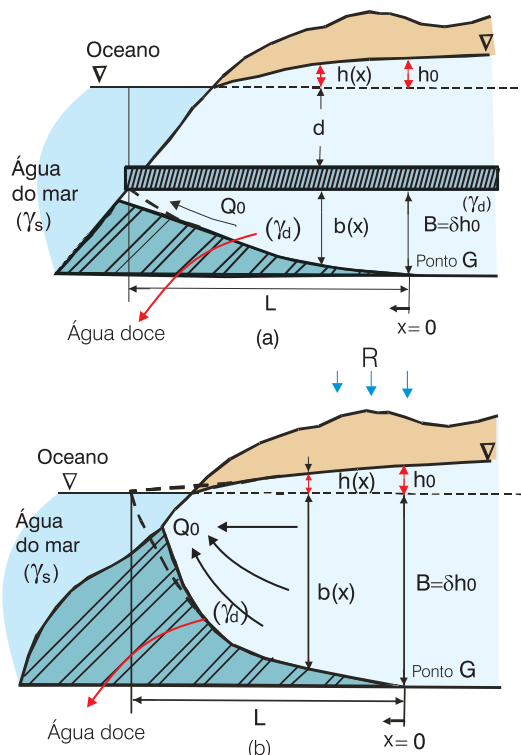



Figura 2.1.21 - Forma de uma interface estacionária e extensão da cunha salina. a) em aqüífero confinado; b) em aqüífero livre.

Cunha Salina em Aqüífero Confinado

Seja **h(x)** a distribuição da carga potenciométrica acima do nível do mar e $\mathbf{Q_o}$ o fluxo de água doce para o mar, por unidade de largura no ponto $\mathbf{x = 0}$, ponto G (figura 2.1.21a). Usando a relação de Ghyben-Herzberg, a profundidade da interface abaixo do nível do mar, à esquerda do pé da cunha salina será:

(1) A uma distância **x** do pé da cunha salina

$$z(x)=d+b(x)=\delta\, h(x) \qquad (2.1.14)$$

(2) No pé da cunha salina (ponto G)

$$z(0)=d+B(x)=\delta\, h_0 \qquad (2.1.15)$$

O fluxo será dado por:

$$Q_0 = -Kb(x)\frac{dh}{dx}$$

sendo,

$$K = k_d \frac{\gamma_d}{\mu_d} \quad \text{no domínio da água doce.}$$

Diferenciando a equação (2.1.14):

$$\frac{dh}{dx} = \frac{1}{\delta}\frac{db(x)}{dx}$$

e substituindo tudo na equação do fluxo, obtém-se, em função da profundidade da interface abaixo do nível do mar:

$$Q_0 = -\frac{Kb(x)}{\delta}\frac{db(x)}{dx} \qquad (2.1.16)$$

Notando que $b(x) = \delta h(x) - d$, obtém-se, em função da carga de água doce acima do nível do mar:

$$Q_0 = -K\left[\delta h(x) - d\right]\frac{dh}{dx} \qquad (2.1.17)$$

Integrando a equação (2.1.16) na direção horizontal de **0** a **x** e de baixo para cima ao longo da vertical de **B** a **b(x)**, obtém-se, em função da profundidade da interface abaixo do nível do mar:

$$\frac{\delta Q_0}{K}\int_0^x dx = -\int_B^{b(x)} b(x)db(x)$$

$$\frac{\delta Q_0 x}{K} = \frac{1}{2}\left[B^2 - b^2\right] \qquad (2.1.18)$$

Em função da carga de água doce acima do nível do mar (equação 2.1.17), obtém-se:

$$\frac{Q_0}{K}\int_0^x dx = -\int_{h_0}^{h(x)} \left[\delta h(x) - d\right]dh(x)$$

$$\frac{Q_0 x}{K} = \frac{\delta}{2}\left(h_0^2 - h^2\right) - d(h_0 - h)$$

$$\frac{Q_0 x}{K} = \frac{\delta}{2} \qquad (2.1.19)$$

Condição de contorno: em x=L, isto é, no ponto terminal da cunha de água salgada, b(x)+0 e tem-se, de (2.1.18):

$$\frac{\delta Q_0 L}{K} = \frac{B^2}{2} \qquad (2.1.20)$$

Cunha Salina em Aqüífero Livre

Se o aqüífero freático considerado recebe uma recarga natural **N** e o fluxo natural para o mar é horizontal (Dupuit) e b(x)= δh(x) (Ghyben-Herzberg), a continuidade do fluxo permite obter em função da carga potenciométrica:

$$Q_0 + Nx = -K\left[b(x) + h(x)\right]\frac{dh}{dx}$$

$$Q_0 + Nx = -K(1+\delta)h(x)\frac{dh}{dx} \qquad (2.1.21)$$

$$\int_0^x \left[\frac{Q_0 + Nx}{K(1+\delta)}\right]dx = -\int_{h_0}^{B} hdh$$

$$h_0^2 - h^2 = \frac{2Q_0 x + Nx^2}{K(1+\delta)} \qquad (2.1.22)$$

Da condição de contorno da equação (2.1.22), tem-se no ponto terminal da cunha, isto é, em x=L, b(x)=b= δh=0. Como B = $\delta h_0 \Rightarrow h_0^2 = B^2 / \delta^2$

O fluxo de água doce para o mar em um aqüífero freático costeiro, sob recarga constante e contínua **N**, na zona de influência de uma cunha salina, com extensão **L**, é igual a Q_0 + NL. Daí resulta:

Com recarga: $$\frac{B^2}{\delta^2} = \frac{2Q_0 L + NL^2}{K(1+\delta)} \qquad (2.1.23)$$

Sem recarga: $$\frac{B^2}{\delta^2} = \frac{2Q_0 L}{K(1+\delta)} \qquad (2.1.24)$$

Note-se que **L** é inversamente proporcional a $\mathbf{Q_0}$ ou seja, quando $\mathbf{Q_0}$ aumenta, **L** decresce e isto significa que a extensão da intrusão de água do mar na base do aqüífero, expressa por **L**, é **uma variável de decisão**, no gerenciamento do aqüífero costeiro. Em outras palavras, o comprimento da intrusão salina pode ser controlado (seja em aqüífero livre ou confinado), pela vazão de escoamento natural. Quando essa vazão se anula, se ainda houver uma recarga constante (e contínua) **N**, a descarga para o mar no ponto terminal será mínima e igual a **NL**, e, neste caso, o comprimento da cunha obtido da equação (2.1.23) é igual a:

$$L = \frac{B}{\delta}\sqrt{\frac{K(1+\delta)}{N}} \qquad (2.1.25)$$

Efeito de Poços na Intrusão de Água Salgada

Em um aqüífero costeiro, a carga potenciométrica $\mathbf{h_0}$, acima da ponta da cunha salina (ponto G) é igual a B/δ. Quando um poço está bombeando uma vazão $\mathbf{Q_w}$ a uma distância $\mathbf{X_w}$ da costa, essa vazão pode ser de tal ordem que ao longo da distância $\mathbf{X_w}$ a carga h(x) < B/δ. Nesse caso, não existe condição de evitar o avanço da interface para o interior. Somente será possível garantir o equilíbrio do sistema se houver no percurso de avanço uma carga h_0 = B/δ, que possa se constituir em **barreira hidráulica**, contra o avanço da interface. Na zona compreendida entre a barreira e o poço, a superfície potenciométrica pode ser rebaixada até abaixo do nível do mar, sem que isso provoque o movimento da cunha salina. É por essa razão que, quando essa barreira não existe, usa-se procedimentos de recarga artificial para criar esta condição no aqüífero (alguns procedimentos de recarga artificial são abordados no capítulo 7.5).

A determinação da forma exata da interface induzida por bombeamentos de poços e o valor da vazão crítica acima da qual a água salgada vai contaminar o poço, exige conhecimento bastante detalhado dos parâmetros hidráulicos e da geometria do aqüífero costeiro e, particularmente, da posição da cunha salina. De posse de todos esses elementos, é possível avaliar o problema através de uma modelagem numérica tridimensional de fluxo e transporte de solutos (os capítulos 5.3 e 7.3, abordam as questões referentes à modelagens numéricas). Isto porque existe hoje no mercado ampla disponibilidade de *softwares* apropriados para isso. Ainda assim, os resultados somente deverão ser satisfatórios se as observações disponíveis permitirem efetuar uma calibração e validação desses modelos, o que geralmente implica estudos de custo bastante elevado.

Exercícios Propostos

1) O posto pluviométrico **X** ficou sem observação durante um mês no qual ocorreram chuvas. As precipitações observadas em 3 (três) estações adjacentes, **A**, **B** e **C** foram 12,3 mm, 10,5 mm e 15 mm, respectivamente. A precipitação normal anual é de 385 mm no posto **X**, 441 mm no posto **A**, 368 mm no posto **B** e 472 mm no posto **C**. Estime a precipitação que deveria ter ocorrido no posto **X** no mês em que o mesmo não foi observado.

2) Usando a figura 2.1.4 como referência, calcule a chuva média na bacia hidrográfica usando o método de Thiessen, determinando as áreas dos polígonos por planimetragem.

3) A água armazenada em um trecho de rio num certo momento, era de 20.000 m^3. No mesmo instante, o fluxo de entrada no trecho (a montante) era de 14,2 m^3/s

enquanto que o fluxo de saída a jusante era de 19,8 m^3/s. Uma hora depois, o fluxo de entrada passou para 19,8 m^3/s e o fluxo de saída para 21 m^3/s. Determine a variação de armazenamento que ocorreu no trecho de rio durante a hora. O armazenamento aumentou ou diminuiu?

4) A evaporação anual de um lago com área de 14,6 km^2 é de 3,048 m. Qual é a taxa média diária de evaporação em mm/dia?

5) Levando em conta a taxa de evaporação do problema d, determine a variação no nível do lago após um ano de 365 dias, se o deflúvio médio para o lago é de 0,74 m^3/s. O nível do lago subiu ou baixou durante esse ano?

6) Um reservatório tem área de 243 ha e recebe um fluxo de 340 L/s. Em quantas horas o nível da água no reservatório apresenta uma subida de 20 cm?

7) Uma área de 200 ha recebe uma chuva com intensidade de 15 mm/h durante 3 dias. Determine no final do período: a) a descarga média de chuva (m^3/s); b) o volume de chuva (hm^3); c) a lâmina precipitada (mm).

8) Um aqüífero costeiro confinado horizontal, tem cotas de topo e base iguais a +4,5 m e –100m , respectivamente. A condutividade hidráulica é de 10 m/dia e o peso específico da água do mar é de 1,03 g/cm^3. A carga potenciométrica do aqüífero a 10 km de distância da costa é igual a +12 m. Determine: a) a descarga de água doce para o mar, na direção perpendicular à costa; b) a forma e posição da interface.

9) Repita o problema h, considerando que o aqüífero é livre com largura de 15 km e que o mesmo recebe uma recarga constante de 30 mm/ano.

10) Um aqüífero freático, homogêneo e isotrópico tem a base na cota –120 m. A sua condutividade hidráulica é de 5 m/dia e o fluxo natural para o oceano é de 2 $m^3/m.dia$ e não existe recarga . Determine a posição da interface no plano xy.

Referências

ATWATER, G. I. **The effect of decrease in porosity with depth on oil and gas reserves in sandstone reservoirs**. California: School of Earth Sciences, University of Stanford, 1966.

BEAR, J.; VERRUIJT, A. **Modeling groundwater flow and pollution**. Dordrecht: D. Reidel, 1987. 414 p.

BANKS, D.; ROHR-TORP, E.; SKARPHAGEN, H. Ground water resources in hard rock: experience from the Hvaler study, southeasthern Norway. **Hydrogeology Journal**, Berlin, v. 2, n. 2, p. 33-42, feb. 1994.

BISCALDI, R. Hydrogéologie des roches eruptives et métamorphiques: analyses bibliographiques. **Bulletin BRGM**, [Orléans], v. 3, n. 2, p. 23-24, 1968.

CASTANY, G. **Traité practique des eaux souterraines**. Paris: Dunod, 1963. 640 p.

CHILINGAR, G. V. Relationship between porosity, permeability and grain-size distribution of sands and sandstones. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGY CONGRESS, 1963, Amsterdam. **Proceedings**... Amsterdam: [s.n.], 1963.

COSTA, W. D. **Análise dos fatores que atuam no aqüífero fissural: área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte**. 1986. 225 p. Tese (Doutorado), IG-USP, 1986.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. **Hidrología Subterránea.** 2. ed. Barcelona: Ed. Omega,1983.

DAVIS, S. N.; TURK, L. J. Optimum depth of wells in crystalline rocks. **Ground Water**, Worthington, OH, v. 2, p. 6-11, 1964.

DAVIS, S. N.; DeWIEST, R. J. M. **Hydrogeology**. New York: John Wiley, 1966. 463 p.

DAVIS, S. N. Porosity and permeability of natural materials. In: DE WIEST, R. J. M. (Ed.). **Flow through porous media**. New York: Academic Press, 1969. p. 54-89.

DINGMAN, R. J.; MEYER, G.; MARTIN, R. O. **The water resources of Howard and Montgomery Counties**. [S.I]: Maryland Dept. of Geology, Mines and Water Resources, 1954. Bulletin 14.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. **Groundwater**. New Jersey: Prentice-Hall, 1979. 604 p.

GREGORY, H. E.; ELLIS, E. E. **Underground water resources of Connecticut**. Washington: U.S. Geological Survey, 1909. 323 p. Water Supply Paper.

GUÉRIN, F. P. M., BILLAUX, D. M. On the relationship between connectivity and the continuum approximation in fracture flow and transport modeling. In: CONGRESS OF INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROGEOLOGISTS, 1993, Oslo. **Mémoires**... Oslo: IAH, 1993. p. 215-224.

GUSTAFSON, G.; KRÁSNÝ , J. Crystalline rock aquifers: their occurrence, use and importance. **Hydrogeology Journal**, Berlin, v. 2, n 2, p. 64-75, feb. 1994.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Transactions, American Geophysical Union**, Washington, v. 14, p. 446-460, 1933.

INTERNATIONAL HYDROGEOLOGY CONGRESS, 1975, Porto Alegre. **Memoires**... IAH, Porto Alegre: [s.n.], 1975. 157 p.

JACCON, G.; CUDO, K. J. **Curva chave:** análise e traçado. Brasília: DNAEE, 1989. 273 p.

JOHNSTON, P. M. **Geology and ground water resources of the Fairfax Quadrangle, Virginia**. Washington: U. S. Geological Survey, 1962. Water-Supply Paper 1539-L.

KARRENBERG, H. **Hydrogeologie der Nicht-verkarstungsfahigen Festgestein**. Wien: Springer Verlag, 1981. 284 p.

KINZELBACH, W. **Groundwater modelling:** an introduction with sample programs in Basic. Amsterdam: Elsevier. 1986. 333p.

KRÁSNÝ, J. Regionalization of transmissivity data: hard rocks of the Bohemien Massif, Czechoslovakia. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF HYDROGEOLOGY, 1990, Lausanne. **Mémoires**... Lausanne: [s.n.], 1990. v 1, p. 98-105.

LATTMAN, L. A.; PARIZEK, R. R. Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 2, p. 73-91, 1964.

LEGRAND, H. E. **Geology and ground water in the Statesville area, North Carolina**. [Raleigh]: [State] Department of Conservation and Development, 1954. Div. Min. Res. Bull. n.68.

LEGRAND, H. E. Perspective on problems of hydrogeology. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, CO, v. 73, n. 2, p. 1147-1152, sep. 1962.

MANOEL FILHO, J. **Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural**. 1996. 197 f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

MARKOVA, O. L. Water balance peculiarities of karst areas, In: SIMPOSIUM ON WORLD WATER BALANCE, 1970, Reading. [**Proceedings...**]. [S.I.]: IASH; Unesco, 1970. n. 93. p. 35-41.

MEINZER, O. E.; HARD, H. A. **Artesian-water supply of the Dakota sandstone in North Dakota, with special reference to the Edgeley quadrangle**. Washington: U.S. Geological Survey, 1925. p. 73-95. (Water Supply Paper 520-E).

PARIZEK, R. R.; DREW, L. J. Random drilling for water in carbonate rocks. In: SYMPOSIUM AND SHORT COURSE ON COMPUTERS AND OPERATIONS RESEARCH IN MINERAL INDUSTRIES, 1966. **Proceedings**... [Pittsburgh]: The Pennsylvania State University, 1966. v. 3, p. 1-22. (Special Publication 2-65).

PIERSOL, R. J.; WORKMAN, L. E.; WATSON, M. C. **Porosity, total liquid saturation and permeability of Illinois oil sands.** Champaign, IL: Illinois State Geological Survey, 1940. (Reports of Investigation, 67).

POLUBARINOVA-KOCHINA, P. **Theory of groundwater movement**. Moscow: Gostekhizdat, 1952.

RICHARD, L. A.; GARDNER, W. Tensiometers for measuring the capillary tension and soil water. **Journal of Agricultural Research**, Washington, D.C., n. 69, p. 215-235, 1936.

STUART, W. T.; BROWN, E. A.; RHODEHAMEL, E. C. **Groundwater investigations of the marquette iron-mining district, Michigan**. Lansing, MI: Michigan Geological Survey, 1954. (Technical Report 3).

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classificat ion of climate. **Geographical Review**, New York, v. 38, p. 55-94, 1948.

TODD, D. K. **Ground Water hydrology**. New York: John Wiley, 1959. 332 p.

TOLMAN, C. F. **Groundwater**. New York: McGraw-Hill, 1937.

TOUMA, J.; VAUCLIN, M. Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration in a partially saturated soil. **Transport in Porous Media**, Dordrecht, v 1, n. 1, p. 27-55, mar. 1986.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, WI, n. 44, p. 892-898, 1980.

VIESSMAN JR., W.; KNAPP, J. W.; LEWIS, G. **Introduction to hydrology**. New York: Harper & Row, 1977. 704 p.

WALKER, E. H. **Ground-water resources of the Hopkinsville Quadrangle, Kentucky**. [Washington]: U. S. Geological Survey, 1956.(Water-Supply Paper, n. 1328).

WALTON, W. **Groundwater resource evaluation**. [New York]: McGrawHill, 1970. 664 p.

WRIGHT, E. P.; BURGES, W. G. **The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa.** London: The Geological Society, 1992. 262 p. (Geological Society Special Publication, n. 66).

Capítulo 2.2

MOVIMENTO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

Jaime J. da Silva Pereira Cabral

2.2.1 Introdução

A água tem sido uma fonte de preocupação desde o começo da humanidade. Perguntas como "De onde vem a água?", "Para onde vai a água?" e "Qual a sua qualidade?", continuam sendo repetidas através dos tempos e cientistas, hidrólogos, geólogos e engenheiros permanecem estudando para melhorar o nível de conhecimento sobre o assunto.

Séculos de experiência e estudo formaram o conceito de ciclo hidrológico (capítulo 2.1), que trata do movimento da água na hidrosfera e no qual a água subterrânea é um dos componentes. O vapor d'água proveniente da evaporação e evapotranspiração precipita-se em forma de chuva, podendo uma parte escoar ou evaporar e outra infiltrar-se. Do total infiltrado um certo percentual fica retido na camada superior do solo e o restante percola em direção a camadas inferiores para alimentar os aqüíferos. É do movimento dessa última parcela que trata esse capítulo.

A água subterrânea pode mover-se pelos poros ou vazios originais da rocha (porosidade primária) ou nas fissuras e cavidades de dissolução, desenvolvidas após a sua formação (porosidade secundária).

A porosidade primária ocorre, geralmente (excetuando-se em algumas rochas vulcânicas), nas rochas sedimentares, dando origem aos aqüíferos porosos. A porosidade secundária está associada aos chamados meios anisotrópicos, originando o aqüífero fissural, no caso de fraturas e fissuras em rochas cristalinas (ígneas e metamórficas), e o aqüífero cárstico, no caso da dissolução de rochas carbonáticas.

Ao nível microscópico, o movimento da água subterrânea em um meio poroso pode ser muito complexo, devido à irregularidade dos poros e canalículos através dos quais o fluido deve passar. Nos primórdios da segunda metade do século dezenove, o francês Henry Darcy conseguiu demonstrar, através de uma série de experimentos, que existe uma relação entre o fluxo de água que atravessa uma camada de areia e o gradiente hidráulico. Daí nasceu o conceito de condutividade hidráulica como uma propriedade macroscópica do meio.

A partir daí, foi possível aplicar aos meios porosos os princípios da hidrodinâmica, entre eles a equação da continuidade, e estabelecer leis de caráter macroscópico (aplicáveis a um elemento de volume representativo – EVR) que tratam o meio como um contínuo dotado de propriedades médias bem definidas, envolvendo três parâmetros fundamentais: porosidade, condutividade hidráulica e coeficiente de armazenamento.

O presente capítulo trata do movimento da água subterrânea apenas nos aqüíferos porosos, representados tanto pelas rochas sedimentares clásticas (arenitos), como por sedimentos inconsolidados, como dunas e aluviões, abrangendo, também, elúvios, colúvios e camadas de intemperismo. Os aspectos do fluxo em meios anisotrópicos serão discutidos no capítulo 6.5 desta publicação.

2.2.2 Lei de Darcy

Em 1856, o engenheiro hidráulico francês Henry Darcy pesquisava o escoamento de água em filtros de areia, utilizando um dispositivo similar ao mostrado esquematicamente na figura 2.2.1. Darcy concluiu, com suas pesquisas, que a vazão do escoamento (volume por unidade de tempo) apresentava as seguintes características:

- era proporcional à seção transversal (A) do filtro;
- era proporcional à diferença de cargas hidráulicas (h_1 - h_2 = Δh), entre os piezômetros 1 e 2 (figura 2.2.1);
- era inversamente proporcional à distância (L) entre os piezômetros 1 e 2 (figura 2.2.1).

A fórmula de Darcy, pode então ser escrita como:

$$Q = K \cdot A \frac{(h_1 - h_2)}{L} \qquad (2.2.1)$$

sendo **K** o coeficiente de proporcionalidade, chamado de condutividade hidráulica [L/T].

Pode-se entender a diferença de cargas hidráulicas (h_1- h_2) dividida pelo comprimento (L), como sendo a taxa de perda de carga por unidade de trajeto do fluido, o que recebe o nome de **gradiente hidráulico**.

Datum (z = 0)

- h_1 = carga hidráulica no piezômetro 1 [L]
- h_2 = carga hidráulica no piezômetro 2 [L]
- z_1 = cota do ponto P_1 (piezômetro 1) [L]
- z_2 = cota do ponto P_2 (piezômetro 2) [L]
- Q = vazão constante que passa pelo cilindro [L^3T^{-1}]
- A = área de seção transversal do cilindro [L^2]
- Δh = variação da carga hidráulica entre os piezômetros 1 e 2 [L]
- L = distância entre os piezômetros 1 e 2 [L]

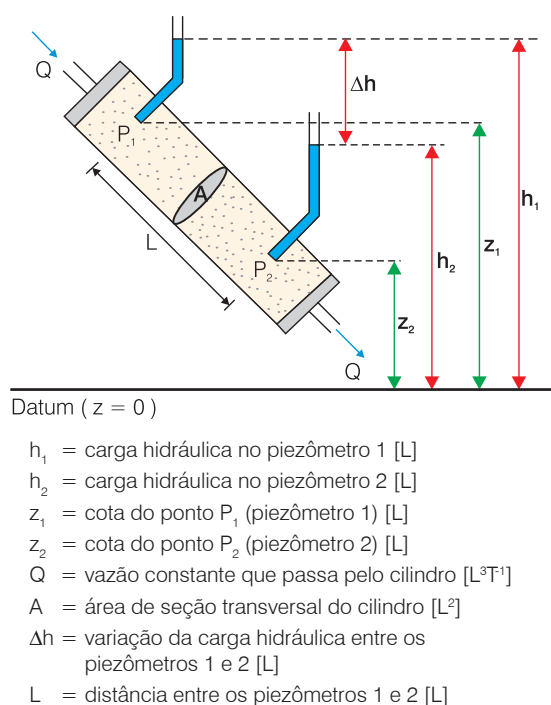



Figura 2.2.1 - Esboço esquemático do dispositivo utilizado por Darcy.

Sinal Negativo na Lei de Darcy

A rigor, quando a carga hidráulica cresce ao longo de uma direção, dizemos que o gradiente é positivo e quando a carga hidráulica decresce ao longo de uma direção, dizemos que o gradiente é negativo. O fluxo de água subterrânea ocorre saindo do local de maior carga hidráulica para o local de menor carga hidráulica, ou seja, dizemos que o movimento das partículas de água segue o sentido do gradiente negativo. Por isso muitos textos mais avançados usam a expressão $v = -K\,i$, onde, **i** é o gradiente e o sinal negativo da expressão indica que a velocidade tem sentido contrário ao gradiente.

Condutividade Hidráulica

O coeficiente de proporcionalidade **K** que aparece na lei de Darcy pode ser chamado de condutividade hidráulica e leva em conta as características do meio, incluindo porosidade, tamanho, distribuição, forma e arranjo das partículas, e as características do fluido que está escoando (viscosidade e massa específica).

Em um meio isotrópico, a condutividade hidráulica pode ser entendida como sendo numericamente igual à vazão que atravessa uma área unitária submetida a um gradiente hidráulico unitário (ver figura 2.2.14 mais adiante). Refere-se à facilidade da formação aqüífera de exercer a função de um condutor hidráulico.

A condutividade hidráulica depende das características do meio poroso e das propriedades do fluido. Obviamente, um fluido viscoso terá, no meio poroso, velocidade diferente da velocidade da água, que tem baixa viscosidade. Além disso, um líquido mais denso terá características de escoamento diferentes de um líquido menos denso. A condutividade hidráulica pode ser expressa em função dos parâmetros do meio e do fluido da seguinte forma:

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} = \frac{kg}{\nu} \qquad (2.2.2)$$

sendo **K** a condutividade hidráulica [LT^{-1}], **k** a permeabilidade intrínseca do meio poroso [L^2], ρ a massa específica do fluido, **g** a aceleração da gravidade, μ a viscosidade dinâmica (chamada, por alguns, de viscosidade absoluta) e ν a viscosidade cinemática = μ/ρ.

O valor padrão para **K** é definido para uma temperatura de 60º F (15,6º C) para ensaios em laboratórios, o que representa bem a temperatura das águas subterrâneas. A condutividade hidráulica sob temperaturas diferentes varia inversamente com a viscosidade cinemática. Portanto:

$$K = K_{15}\frac{\nu_{15}}{\nu_T} \qquad (2.2.3)$$

onde, K_{15} é a condutividade a 15,6 ºC, ν_{15} é a viscosidade cinemática a 15,6 ºC (=1,141.10^{-6} m^2/s), ν_T é a viscosidade cinemática na temperatura desejada

Quadro 2.2.1 - Influência da temperatura.

A condutividade hidráulica pode ser expressa em m/s ou cm/s, no entanto, muitos livros expressam a condutividade hidráulica em Meinzer, ou seja, numericamente igual à descarga em galões por dia, através de uma área de 1 pé quadrado sob um gradiente hidráulico unitário (1 pé/pé) (1 galão = 3,785 litros, 1 pé = 30,5 cm). A condutividade hidráulica, em geral, pode ser determinada através de fórmulas, métodos de laboratório ou ensaios de campo.

Permeabilidade Intrínseca

A permeabilidade intrínseca (k), chamada por alguns de permeabilidade específica, é função do tipo do material poroso, sua granulometria e sua disposição estrutural. Normalmente, se expressa **k** em cm^2 ou em Darcy. A equivalência é 1 Darcy = 0.987x10^{-8} cm^2. Uma tabela relacionando diversas outras unidades encontra-se no anexo 2.2.1, no fim deste capítulo. Várias fórmulas foram propostas por diferentes autores para relacionar **k** com as diversas propriedades do meio poroso. Algumas das fórmulas são empíricas, como por exemplo:

$$k = C\,d^2 \qquad (2.2.4)$$

onde, **C** é um valor adimensional que pode ser obtido experimentalmente, e **d²** é o diâmetro médio dos grãos de areia.

Várias pesquisas foram realizadas em diversos países para determinar fórmulas de cálculo da permeabilidade intrínseca. No caso de sedimentos não consolidados, vários estudos já têm comprovado as seguintes conclusões:

- quanto maior o tamanho médio dos grãos do solo, maior a permeabilidade (porque os vazios são maiores);
- quanto maior o desvio padrão do diâmetro das partículas, menor a permeabilidade (o aumento do desvio padrão indica maior variação dos tamanhos dos grãos, com os grãos pequenos ocupando os espaços vazios entre os grãos grandes);
- amostras com um tamanho de grão dominante apresentam maior permeabilidade.

A tabela 2.2.1 mostra alguns exemplos de permeabilidade intrínseca e condutividade hidráulica para alguns tipos de sedimentos não consolidados.

Material	Permeabilidade Intrínseca (cm^2)	Condutividade Hidráulica (cm/s)
Argila	10^{-14} - 10^{-11}	10^{-9} -10^{-6}
Silte; Silte arenoso	10^{-11} - 10^{-9}	10^{-6} - 10^{-4}
Areia argilosa	10^{-11} - 10^{-9}	10^{-6} - 10^{-4}
Areia siltosa; Areia fina	10^{-10} - 10^{-8}	10^{-5} - 10^{-3}
Areia bem distribuída	10^{-8} - 10^{-6}	10^{-3} - 10^{-1}
Cascalho bem distribuído	10^{-7} - 10^{-5}	10^{-2} – 10^{0}

Tabela 2.2.1 - Faixa de valores de permeabilidade intrínseca e condutividade hidráulica para vários materiais não consolidados (adaptado de Fetter, 1988).

Carga Hidráulica

A carga hidráulica indica o nível de energia em que a água se encontra. Para entender bem o processo físico, considere as duas situações a seguir.

No esquema indicado na figura 2.2.2, a água vai escoar de A para B. Observe que em B existe maior quantidade de água, mas isto não é levado em consideração no escoamento. O que importa é o nível em que a água se encontra. Como o reservatório A está com o nível d'água maior que o reservatório B, em relação a um *datum*, a água escoará de A para B.

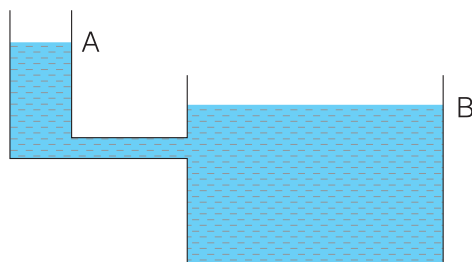



Figura 2.2.2 - Influência da elevação do nível d'água no escoamento.

No segundo diagrama (figura 2.2.3), o reservatório C é fechado na parte superior e está sendo mantido com pressão maior que a atmosférica, enquanto D é um reservatório aberto, submetido a pressão atmosférica. Se a pressão em C for suficientemente elevada, a água vai escoar de C para D, mesmo que D esteja numa cota mais elevada.

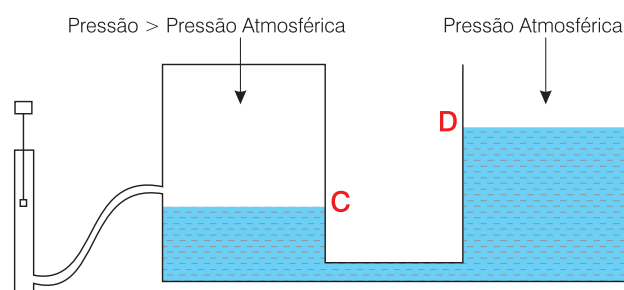



Figura 2.2.3 - Influência da pressão no escoamento.

O movimento da água, portanto, depende da elevação do nível, **z** (também chamado de cota geométrica) e da pressão, **p**. A pressão pode ser expressa em altura de líquido, bastando dividi-la pelo peso específico (por exemplo, é muito conhecido que a pressão atmosférica pode ser expressa como 760 mm de altura de mercúrio). Combinando-se as parcelas, obtém-se a expressão para o cálculo da carga hidráulica (h):

$$h = z + \frac{P}{\rho \cdot g} \quad (2.2.5)$$

ou

$$h = z + \frac{P}{\gamma} \quad (2.2.6)$$

onde, ρ é a massa específica (massa sobre volume), γ é o peso específico (peso sobre volume), **p** é a pressão no ponto considerado e **z** é a cota deste ponto.

Portanto, a carga hidráulica é a soma de duas parcelas: a carga de elevação, **z** (altitude ou cota do ponto) e a carga de pressão, **p/γ** (metros de coluna d'água acima do ponto).

Em termos práticos, no caso de aqüíferos não confinados (livres), a carga na superfície freática (onde a pressão **p** é nula, por ser a pressão atmosférica de referência) corresponde ao próprio nível da água (h = z) e no caso de aqüíferos confinados, a carga no topo da camada (tomado como referência) é dada pela carga de pressão (p/γ), que corresponde à altura até onde o nível da água se elevará, acima do topo do aqüífero, quando perfurado um poço no local. A figura 2.2.4 ilustra esquematicamente as variáveis da expressão (2.2.6).

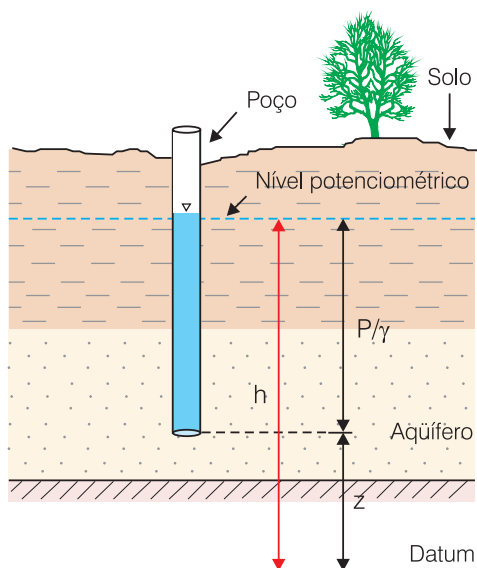



Figura 2.2.4 - Carga hidráulica em um ponto do aqüífero (no fundo do poço) expressa pelo nível potenciométrico.

Figura 2.2.5 - Experimento mostrando um tubo cheio de areia submetido a diversas condições de carga de elevação e carga de pressão. Nem a pressão sozinha, nem a elevação sozinha controlam o processo. O movimento é controlado pela carga total (modificado de Fetter, 1988).

A figura 2.2.5 mostra algumas combinações possíveis de carga de elevação e carga de pressão. Observa-se que nem a carga de elevação sozinha, nem a carga de pressão sozinha controlam o movimento, sendo este controlado pela carga total.

Em alguns locais, onde existem aqüíferos superpostos, o nível potenciométrico ou nível piezométrico de cada aqüífero é independente do outro, como mostrado na figura 2.2.6.

Numa região com diversos poços, é possível traçar as isolinhas das cargas hidráulicas para representação da superfície potenciométrica (ou superfície piezométrica) como exemplificado na figura 2.2.7. No entanto, é importante lembrar que a representação da superfície só faz sentido em aqüíferos horizontais com fluxo horizontal.

Velocidade de Darcy

A velocidade de Darcy (q), também chamada de velocidade aparente ou descarga específica, pode ser definida como a vazão (Q) por unidade de área (A).

$$q = \frac{Q}{A} \qquad (2.2.7)$$

Entretanto, este parâmetro (q), mesmo tendo unidade de velocidade (LT^{-1}), não representa a velocidade real do fluxo, já que a seção considerada (A) representa a área total, ou seja, a área correspondente aos vazios e à parte sólida (figura 2.2.8).

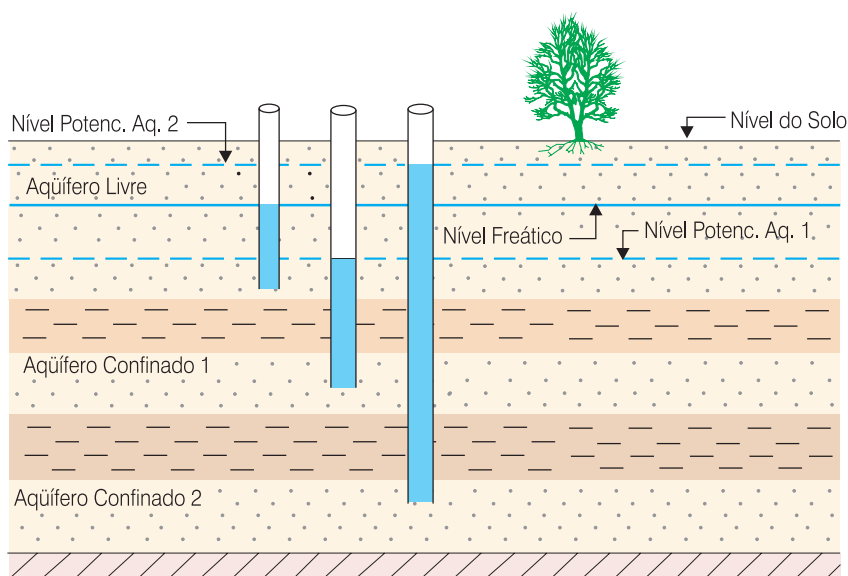



Figura 2.2.6 - Níveis potenciométricos de aqüíferos superpostos. Os níveis potenciométricos de aqüíferos confinados são independentes.

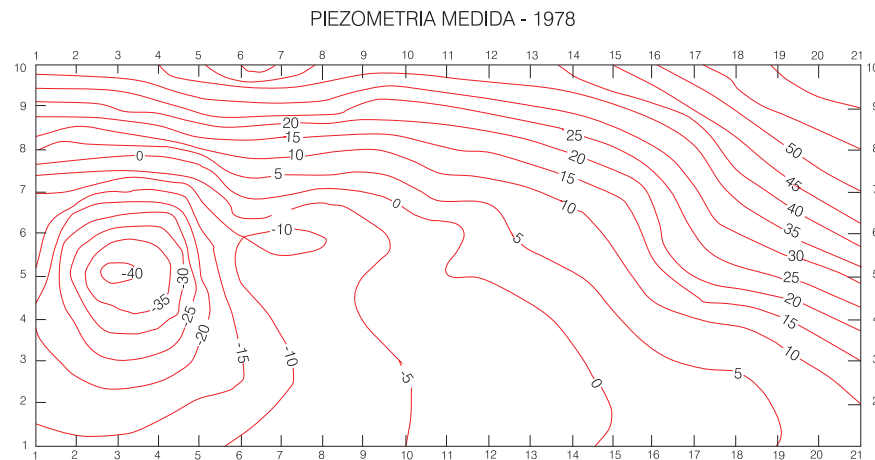



Figura 2.2.7 - Superfície potenciométrica de trecho do aqüífero Beberibe (modificado de Cirilo & Cabral, 1989).

ALERTA

Representação gráfica de superfícies potenciométricas e redes de fluxo só são válidas para fluxo horizontal em aqüíferos horizontais.

Quando existe componente vertical de fluxo, interpretação e cálculos baseados em superfícies potenciométricas pode dar origem a erros grosseiros.

A área da seção transversal do escoamento pelos poros é bem menor que a área de seção do aqüífero, e pode ser obtida multiplicando-se a área pela porosidade efetiva.

$$A_{POROS} = \eta_e \times A_{TOTAL} \qquad (2.2.8)$$

Portanto, a velocidade linear média (v), ou seja, a verdadeira velocidade de escoamento pelos poros será dada por:

$$v = \frac{Q}{\eta_e \cdot A} \qquad (2.2.9)$$

A relação entre a velocidade real e a velocidade aparente depende da porosidade efetiva:

$$v = \frac{q}{\eta_e} \qquad (2.2.10)$$

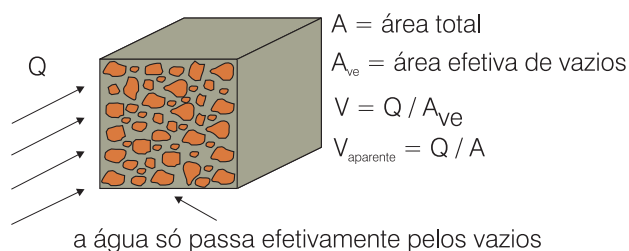



Figura 2.2.8 - Velocidade média e velocidade aparente de fluxo em meio poroso.

Geralmente no cálculo da vazão de um aqüífero utiliza-se a velocidade aparente e a área total. Mas é importante lembrar que para cálculo do transporte advectivo de poluentes deve ser utilizada a velocidade real.

Generalização da Lei de Darcy

A lei de Darcy, conforme desenvolvida inicialmente, aplicava-se a escoamento unidimensional, contudo, ela pode ser generalizada para escoamento em mais de uma direção (escoamento multidimensional), como ocorre na prática com o fluxo da água subterrânea em duas ou três direções nos aqüíferos. Desta forma, a expressão inicial desenvolvida por Darcy:

$$q = \frac{Q}{A} = K\frac{\Delta h}{L} \qquad (2.2.11)$$

pode ser generalizada para:

$$q = -K \,\text{grad}\, h \qquad (2.2.12)$$

sendo **q** o vetor velocidade aparente, formado por componentes nas três direções principais de anisotropia (X, Y, Z), **K** o tensor de condutividade hidráulica e **grad h** o gradiente da carga hidráulica, que indica como varia a carga hidráulica ao longo de cada uma das direções.

O sinal negativo da equação (2.2.12) indica que o fluxo da água ocorre no sentido dos potenciais decrescentes, ou seja, no sentido contrário ao gradiente de **h**.

Gradiente é um operador que indica a taxa de variação de uma grandeza escalar ao longo de cada um dos eixos.

$$\text{grad}\, h = \frac{\partial h}{\partial x}i + \frac{\partial h}{\partial y}j + \frac{\partial h}{\partial z}k \qquad (2.2.13)$$

O vetor gradiente caracteriza a variação de uma função no espaço, indicando sempre tanto o módulo quanto a direção e o sentido da sua máxima variação direcional.

Quadro 2.2.2 - Operador vetorial gradiente.

Nos casos em que é possível alinhar o sistema cartesiano de eixos com as direções principais da condutividade hidráulica, a lei de Darcy para o escoamento tridimensional pode ser representada através das seguintes equações:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.2.14)$$

$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.2.15)$$

$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad (2.2.16)$$

Para um terreno anisotrópico, **K** não é um simples escalar e passa a ser uma matriz de coeficientes que pode ser chamada de tensor de condutividade hidráulica. O tensor de condutividade hidráulica possui nove componentes, no caso de um escoamento tridimensional, e quatro componentes, no caso de um escoamento bidimensional.

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \partial h/\partial x \\ \partial h/\partial y \\ \partial h/\partial z \end{bmatrix} \quad (2.2.17)$$

Tensor é um conceito matemático mais abrangente do que um vetor. Em termos simplificados, podemos dizer que um escalar é um tensor simplificado de ordem zero e um vetor é um tensor simplificado de ordem um.

Quadro 2.2.3 - Tensor de condutividade hidráulica.

Apesar da condutividade hidráulica a rigor ser um tensor, na prática, geralmente é usada como escalar, devido à dificuldade de calcular todas as componentes.

Exemplo 2.2.1 - Considere que os rios indicados na figura 2.2.9 são paralelos e o fluxo no aqüífero é transversal aos mesmos.

a) Qual a velocidade aparente da água no aqüífero?

b) Qual a velocidade real da água nos poros?

c) Qual a descarga transferida de um rio para outro, através do aqüífero, por metro de comprimento do rio?

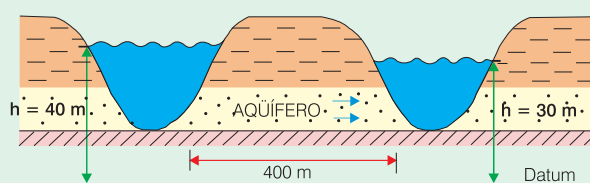



Figura 2.2.9 - Esboço esquemático mostrando dois rios paralelos e a transferência de água de um rio para outro através de um aqüífero confinado.

Dados do problema

Condutividade Hidráulica (K) = 10^{-3} cm/s
Espessura do aqüífero (b) = 20 m
Porosidade efetiva (ηe) = 0,2

Solução

Transformando a condutividade hidráulica para m/s, temos:

$K = 10^{-3} . 10^{-2} = 10^{-5}$ m/s

Velocidade aparente:

$$q = K\frac{\Delta h}{L} = 10^{-5}\, m/s \frac{(40-30)m}{400m}$$

$$q = 2{,}5.10^{-7} m/s = 2{,}5.10^{-7} m/s \;.\; 86.400\ s/dia$$

$$q = 2{,}16 \times 10^{-2}\, m/dia = 2{,}16\ cm/dia$$

Velocidade real:

$$v = \frac{q}{\eta} = \frac{2{,}16}{0{,}2} cm/dia$$

$$v = 10{,}8\ cm/dia$$

Vazão transferida por metro de seção transversal do aqüífero:

$$Q = q \,.\, A$$

$$Q = 2{,}16.10^{-2}\, m/dia \;.\; (20\ m \,.\, 1\ m)$$

$$Q = 0{,}432\ m^3/dia$$

Validade da Lei de Darcy

A lei de Darcy é válida apenas para escoamentos laminares. Neste tipo de escoamento, as velocidades são relativamente pequenas e a água percola suavemente pelos poros do aqüífero. O escoamento é dominado pelas forças viscosas do líquido e a perda de carga varia linearmente com a velocidade.

Para velocidades maiores, o escoamento passa a ser dominado pelas forças de inércia, deixa de ser laminar e transforma-se em turbulento. Ocorre a formação de turbilhonamento, as moléculas de água movem-se de maneira irregular, a perda de carga não varia mais linearmente com a velocidade e a lei de Darcy não pode mais ser aplicada.

Para fluxo em tubulações, o número de Reynolds é um parâmetro adimensional, usado para determinar se o escoamento é laminar ou turbulento, dado pela relação das forças de inércia com as forças de viscosidade:

$$R_e = \frac{\rho \cdot v \cdot D}{\mu} \quad (2.2.18)$$

onde, $\mathbf{R_e}$ é o número de Reynolds, ρ é a massa específica, **v** é a velocidade do líquido no tubo, μ é a viscosidade absoluta ou dinâmica, **D** é o diâmetro da tubulação.

Neste caso, o valor crítico de passagem do fluxo laminar para o turbulento situa-se em torno de 2.100. Por analogia com a equação (2.2.18), define-se para os meios porosos um número de Reynolds dado por:

$$Re = \frac{qd_{50}}{\nu} \quad (2.2.19)$$

sendo, **q** a velocidade de Darcy ou velocidade aparente do fluxo [LT^{-1}], $\mathbf{d_{50}}$ o diâmetro médio dos grãos [L] e ν a viscosidade cinemática do líquido considerado [L^2T^{-1}].

A rigor, para respeitar a analogia com tubos, deveria ser usado o diâmetro dos canais elementares do meio poroso (d), mas (talvez pela facilidade de determinação), geralmente, usa-se, em lugar do diâmetro do tubo, o valor de $\mathbf{d_{50}}$, ou seja, o diâmetro das partículas que na curva granulométrica excede o tamanho de 50% do material granular em peso (poderíamos chamar de mediana dos diâmetros). Às vezes emprega-se o chamado diâmetro efetivo dos grãos $\mathbf{d_{10}}$ (diâmetro que excede o tamanho de 10%, em peso, do material). Maiores detalhes sobre curva granulométrica podem ser vistos no capítulo 6.1.

Diversos pesquisadores analisaram o escoamento da água subterrânea e verificaram que a lei de Darcy é válida para número de Reynolds menor que 1. Outros pesquisadores consideram o limite de validade um pouco mais amplo, podendo chegar até 10. Experiências mais recentes indicam que a transição do regime laminar para o turbulento ocorre para $\mathbf{R_e}$ igual a 30 (ver capítulo 6.6, figura 6.6.2).

Em geral, as velocidades da água subterrânea são pequenas e o número de Reynolds fica abaixo do limite indicado. As exceções são o escoamento em fraturas com grande abertura, caminhos preferenciais formados por dissolução de rochas calcáreas e vizinhança dos filtros de poços de grande vazão.

2.2.3 Equação de Bernoulli e Potencial Hidráulico

A energia mecânica de um líquido em movimento é composta, basicamente, de três componentes: a energia cinética, a energia potencial gravitacional e a energia de pressão, cujas expressões matemáticas são descritas abaixo.

$$E_C = \frac{1}{2} m \cdot v^2 \quad (2.2.20)$$

$$E_g = m \cdot g \cdot z \quad (2.2.21)$$

$$E_P = P \cdot V \quad (2.2.22)$$

Algumas vezes costuma-se trabalhar com energia por unidade de massa. Assim, dividindo-se cada termo pela massa, a energia mecânica total para massa unitária é dada pela seguinte expressão:

$$\frac{E_m}{m} = \frac{1}{2} v^2 + g \cdot z + \frac{P}{\rho} \quad (2.2.23)$$

onde, ρ é a massa específica (m/V)

No caso de água subterrânea, as velocidades são muito pequenas (da ordem de alguns centímetros por dia) e o termo da energia cinética pode ser desprezado. Chamando a energia mecânica por unidade de massa de potencial hidráulico (ϕ), obtém-se:

$$\phi = g \cdot z + \frac{P}{\rho} \quad (2.2.24)$$

ϕ é chamado por alguns de potencial de forças ou potencial fluido e obedece à condição de potencial definida pelos físicos e matemáticos. Hubbert (1940) definiu potencial hidráulico como uma quantidade física, capaz de ser medida em cada ponto do escoamento, cujas propriedades são tais que o escoamento sempre ocorre dos pontos com maior potencial para os pontos com menor potencial, independente da direção no espaço.

Se dividirmos a equação (2.2.23) pela aceleração da gravidade, obteremos:

$$\frac{E_m}{m \cdot g} = \frac{v^2}{2 \cdot g} + z + \frac{P}{\rho \cdot g} \quad (2.2.25)$$

A equação (2.2.25) é chamada de equação de Bernoulli e representa a soma das energias por unidade de peso. Em termos simplificados, considerando que a equação (2.2.5) representa a carga hidráulica (h) e desprezando o termo da energia cinética, o potencial hidráulico (ϕ) pode ser obtido multiplicando-se a carga hidráulica (h) pela gravidade (g):

$$\phi = g \cdot h \quad (2.2.26)$$

Como **g** na superfície terrestre é praticamente constante, ϕ e **h** são perfeitamente correlacionáveis e a carga hidráulica pode ser considerada como um potencial do ponto de vista físico e matemático.

No caso de escoamentos compressíveis, Hubbert estendeu o conceito de carga piezométrica para casos onde $\rho = \rho(p)$ introduzindo um potencial definido por:

$$g \cdot h^* = g \cdot \int_{z_0}^{z} dz + \int_{p_0}^{p} \frac{dp}{\rho(p)} \quad (2.2.27)$$

Neste caso:

$$q = -K \cdot \text{grad}\, h^* \quad (2.2.28)$$

Ou seja, mesmo nos casos onde haja necessidade de levar em conta o efeito da compressibilidade da água, a lei de Darcy pode ser aplicada.

Quadro 2.2.4 - Efeito da compressibilidade do fluido.

2.2.4 Anisotropia e Heterogeneidade

Um aqüífero é considerado anisotrópico quando a condutividade hidráulica é diferente para cada uma das direções dos eixos coordenados. Um aqüífero heterogêneo é formado por materiais de condutividade diferente. Apesar de muitas vezes se considerar o aqüífero como homogêneo e isotrópico, devido à dificuldade de obtenção de dados mais precisos, na verdade, o mais comum é a anisotropia. Em aqüíferos sedimentares, isto ocorre por dois fatores: um deles é que as partículas não são esféricas e, geralmente, depositam-se com o lado plano para baixo, e o outro é que os aqüíferos são formados por camadas superpostas de diferentes materiais. A tabela 2.2.2 mostra características de anisotropia para alguns materiais. Camadas horizontais menos permeáveis retardarão o escoamento vertical sem afetar significativamente o escoamento horizontal nas outras camadas, de modo que a condutividade hidráulica na horizontal é maior que na direção vertical.

Materiais	Condutividade Horizontal (m/s)	Condutividade Vertical (m/s)	Relação
Anidrita	10^{-14} a 10^{-12}	10^{-15} a 10^{-13}	10
Calcáreo Gredoso	10^{-10} a 10^{-8}	5.10^{-11} a 5.10^{-9}	2
Dolomita	10^{-9} a 10^{-7}	5.10^{-10} a 5.10^{-8}	2
Arenito	$5x10^{-13}$ a 10^{-10}	$2,5x10^{-13}$ a $5x10^{-11}$	2
Siltito, Folhelho	10^{-14} a 10^{-12}	10^{-15} a 10^{-13}	10

Tabela 2.2.2 - Anisotropia de alguns materiais (adaptado de Domenico e Schwartz, 1997)

Exemplo 2.2.2 - Um sistema aqüífero é formado por duas camadas horizontais (figura 2.2.10). A camada superior possui $K = 10^{-5}$ m/s e a camada inferior possui $K = 2.10^{-6}$ m/s. A carga hidráulica na extremidade oeste é de 60 m e na extremidade leste é de 40 m. Calcule a vazão em cada camada.

Solução

A vazão por metro de largura em cada camada será dada por:

$$Q = K \cdot A \frac{\Delta h}{L}$$

$$Q_1 = 1.10^{-5}.1.20.\frac{(60-40)}{500} = 8.10^{-6} \quad m^3/s$$

$$Q_2 = 2.10^{-6}.1.15.\frac{(60-40)}{500} = 1{,}2.10^{-6} \quad m^3/s$$

Observe que o fluxo horizontal na camada mais permeável independe do fluxo na camada menos permeável.

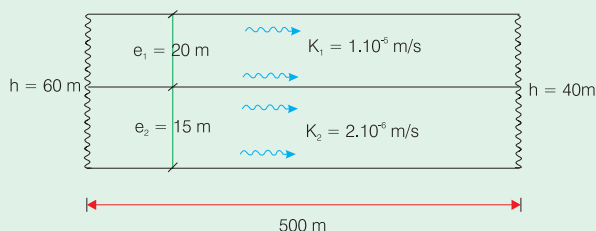



Figura 2.2.10 - Fluxo horizontal através de duas camadas porosas, com condutividades hidráulicas diferentes.

Exemplo 2.2.3 - Para as mesmas camadas do exemplo anterior, considere que carga hidráulica no topo é de 80 m e na base do sistema aqüífero é de 50 m (figura 2.2.11). Calcule a vazão por metro de largura.

Solução:

Observe que o fluxo agora é igual em ambas camadas, visto que só passa pela segunda camada o fluxo que passou pela primeira.

$$Q = Q_1 = Q_2 = K_1 \cdot A \cdot \frac{\Delta h_1}{20} = K_2 \cdot A \cdot \frac{\Delta h_2}{15}$$

A soma das variações de carga hidráulica deve ser igual à variação total da carga hidráulica.

$$\Delta h_1 + \Delta h_2 = 80 - 50 = 30 \text{ m}$$

Vale a pena observar que no caso anterior, quanto maior a espessura **e**, maior a capacidade de conduzir água (relação direta). No caso do escoamento vertical, quanto maior a espessura **e**, menor a capacidade de condução de água (relação inversa).

$$\Delta h_1 = 6{,}32 \text{ m} \quad e \quad \Delta h_2 = 23{,}68 \text{ m}$$

$$Q = 1.10^{-5}.500.1.\frac{6{,}32}{20} = 1{,}58.10^{-3} \quad m^3/s$$

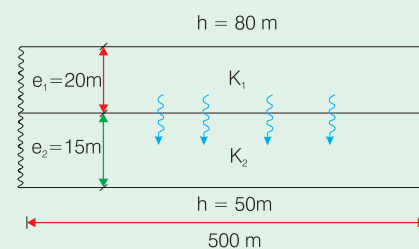
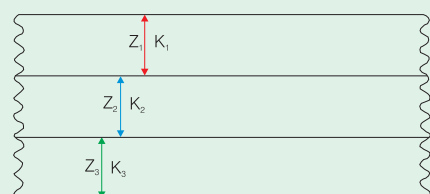



Figura 2.2.11 - Fluxo vertical através de duas camadas porosas com condutividades hidráulicas diferentes.

No caso de camadas horizontais de condutividades diferentes, a condutividade equivalente para escoamento horizontal será:

$$K_x = \frac{K_1 \cdot z_1 + K_2 \cdot z_2 + K_3 \cdot z_3}{z_1 + z_2 + z_3} \qquad (2.2.29)$$

A condutividade horizontal equivalente é obtida pela **média ponderada** das condutividades, onde o fator de ponderação é a espessura da camada. Para a condutividade vertical, obtemos a seguinte expressão:

$$K_z = \frac{z_1 + z_2 + z_3}{\frac{z_1}{K_1} + \frac{z_2}{K_2} + \frac{z_3}{K_3}} \qquad (2.2.30)$$

que pode ser entendida como o inverso de uma média onde os termos variam inversamente com **z**.

Quadro 2.2.5 - Condutividade hidráulica equivalente de camadas horizontais.

Quando as direções principais de condutividade são oblíquas ao gradiente de carga hidráulica, o problema pode ser resolvido para cada direção separadamente e, depois, calcula-se a resultante.

Exemplo 2.2.4 - No esboço esquemático da figura 2.2.12a, a carga hidráulica do rio Verde é de 100,0 m, acima do *datum*, e do rio Amarelo é de 50,0 m. Qual a direção do escoamento entre os dois rios e qual a velocidade de Darcy?

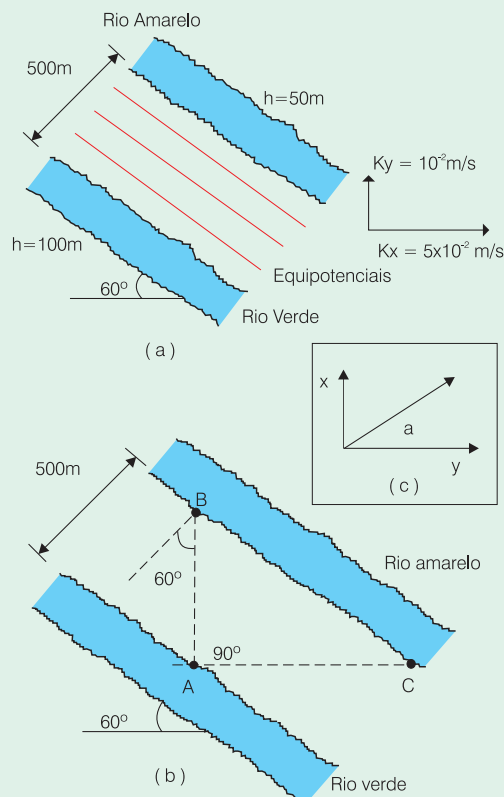



Figura 2.2.12 - Fluxo em aqüífero anisotrópico.

Solução

Escolhendo pontos A e B alinhados com $\mathbf{K_y}$, e pontos A e C alinhados com $\mathbf{K_x}$, conforme mostrado na figura 2.12b, teremos:

$$AB = \frac{500}{\cos 60^o} = 1.000 \text{ m}$$

$$AC = \frac{500}{\text{sen} 60^o} = 577,35 \text{ m}$$

$$q_x = K_x \cdot \frac{\Delta h}{L_x} = 5.10^{-4} \cdot \frac{(100-50)}{577,35} = 4,3.10^{-3} \text{ m/s}$$

$$q_y = K_y \cdot \frac{\Delta h}{L_y} = 1.10^{-4} \cdot \frac{(100-50)}{1.000} = 0,5.10^{-3} \text{ m/s}$$

$$q_{resultante} = \sqrt{q_x^2 + q_y^2} = 4,36 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

Direção do fluxo (figura 2.2.12.c):

$$tg\alpha = \frac{q_y}{q_x} = 0,115 \rightarrow \alpha = 6,58^o$$

É importante observar que quando o material é anisotrópico, a velocidade não é perpendicular às equipotenciais.

2.2.5 Equação da Continuidade (Conservação da Massa d'Água)

Uma outra equação que deve ser obedecida é a da conservação da massa d'água, também chamada de equação da continuidade, ou seja, a água não pode ser criada nem destruída, pode apenas ser transportada de um ponto a outro e armazenada em algum lugar. Esta equação pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial \eta \rho v_x}{\partial x} + \frac{\partial \eta \rho v_y}{\partial y} + \frac{\partial \eta \rho v_z}{\partial z} = -\frac{\partial \eta \rho}{\partial t} \qquad (2.2.31)$$

$$\text{div}(\eta \rho v) = -\frac{\partial \eta \rho}{\partial t} \qquad (2.2.32)$$

sendo **div** o operador vetorial divergente, que representa uma forma compacta de escrever a equação anterior.

É importante entender o significado físico da equação (2.2.31). As três parcelas do primeiro membro indicam a quantidade de água que chega no local de estudo em cada uma das três direções dos eixos principais. O segundo membro indica a variação do armazenamento no local.

2.2.6 Equação Geral do Fluxo Subterrâneo

Aplicando a lei de Darcy (para o caso tridimensional), na equação de continuidade, tem-se:

$$\text{div}(\eta \rho v) = -\frac{\partial \eta \rho}{\partial t}$$

onde $\mathbf{R_V}$ corresponde à taxa de recarga por unidade de volume.

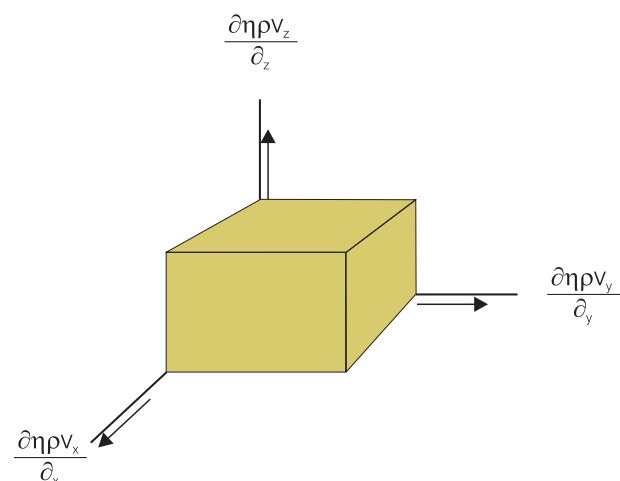



Figura 2.2.13 - Conservação da massa (equação da continuidade). Não se pode criar nem destruir água, apenas transportá-la de um ponto a outro.

Aplicando-se o conceito de armazenamento específico, a equação que representa o escoamento no aqüífero pode ser escrita como:

$$\mathrm{div}(K\,\mathrm{grad}\,h) + R_v = S_e \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.2.33)$$

Admitindo-se que os eixos cartesianos utilizados em determinado problema coincidem com as direções principais do tensor da condutividade hidráulica, os elementos não pertencentes à diagonal principal serão nulos. Daí:

$$\frac{\partial}{\partial x}(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z})$$

$$+ R_V = S_e \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.2.34)$$

Vale observar que a unidade de armazenamento especifico é o inverso da unidade de comprimento e a unidade de recarga R_V é o inverso do tempo.

O valor de R_V será positivo, se a água é adicionada ao aqüífero e negativo, se água é retirada do aqüífero. O termo é usado tanto para a recarga distribuída como para recarga concentrada e é função das coordenadas espaciais e do tempo.

Aqüífero Confinado não Drenante

Num aqüífero confinado, as camadas acima e abaixo do meio poroso são impermeáveis e a condição de contorno nessas duas faces é de fluxo nulo.

Como os aqüíferos são praticamente horizontais e considerando que as variações de espessura sejam desprezíveis, pode ser feita a análise apenas no plano do aqüífero. Isto significa que a carga hidráulica é independente de **z**, isto é, **h = h(x, y, t)**.

Chamando a espessura do aqüífero de **b** e procedendo à integração da equação geral do fluxo ao longo do eixo vertical, obtém-se:

$$\frac{\partial}{\partial x}(b \cdot K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(b \cdot K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(b \cdot K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z})$$

$$+ R_v.b = S_e.b \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.2.35)$$

Chamando R_v**.b** de **R** (recarga no modelo bidimensional) e aplicando as definições de transmissividade (T=K.b) e coeficiente de armazenamento ($S = S_e.b$), chega-se a equação:

$$\frac{\partial}{\partial x}(T_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(T_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}) + R = S\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.2.36)$$

Se a transmissividade é constante, tem-se:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{R}{T} = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.2.37)$$

onde, **R** é expresso em m/s ou em qualquer outra relação entre comprimento e tempo e é função das coordenadas do plano e do tempo. O coeficiente de armazenamento é adimensional.

Transmissividade

Transmissividade corresponde à quantidade de água que pode ser transmitida horizontalmente por toda a espessura saturada do aqüífero. Pode-se conceituá-la como a taxa de escoamento de água através de uma faixa vertical do aqüífero com largura unitária submetida a um gradiente hidráulico unitário (figura 2.2.14).

O conceito de transmissividade é utilizado em estudos bidimensionais. Para aqüíferos confinados, a transmissividade é dada pela expressão:

$$T = K \cdot b \qquad (2.2.38)$$

sendo **T** a transmissividade (L^2/T), **K** a condutividade hidráulica (L/T) e **b** a espessura do aqüífero (L).

As unidades de transmissividade são m^2/s, m^2/dia ou galões/dia/pé, no sistema inglês.

Coeficiente de Armazenamento

A capacidade de um aqüífero armazenar e transmitir água depende das propriedades da água (densidade, viscosidade e compressibilidade) e das propriedades do meio poroso (porosidade, permeabilidade intrínseca e compressibilidade). Estas propriedades são responsáveis por todo o comportamento do aqüífero. Nesta seção serão

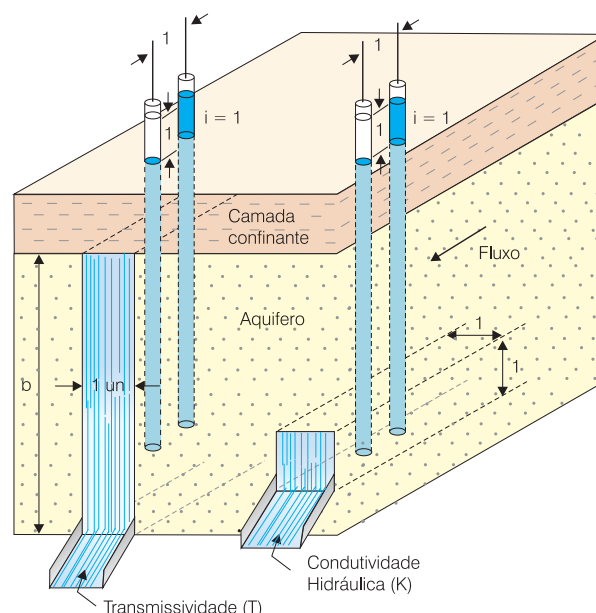



Figura 2.2.14 - Ilustração mostrando os conceitos de condutividade hidráulica e transmissividade (modificado de Driscoll, 1986).

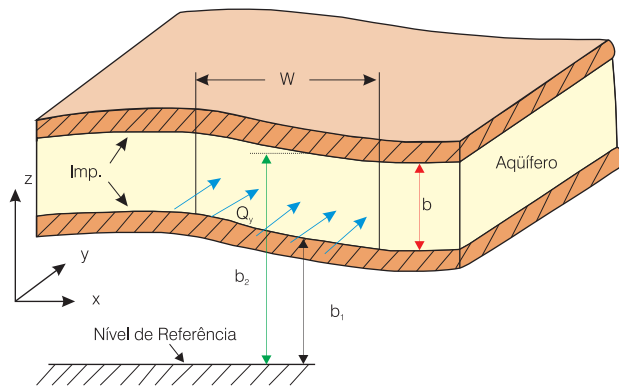



Figura 2.2.15 - Transmissividade (modificado de Bear & Verruijt, 1990).

> **LEMBRETE**
>
> A equação geral do fluxo subterrâneo é uma equação diferencial parcial. Para resolver esta equação, geralmente usam-se métodos numéricos. Os mais comuns são o método das diferenças finitas e o método dos elementos finitos (capítulo 7.3).

vistos os conceitos de armazenamento específico e coeficiente de armazenamento, que utilizam algumas das propriedades acima.

O armazenamento específico de um aqüífero saturado é definido como o volume de água liberado por um volume unitário do aqüífero submetido a um decréscimo unitário de carga hidráulica:

$$S_e = \frac{\delta V_{liberado}}{V \cdot \delta h} \qquad (2.2.39)$$

onde δ indica uma pequena variação.

O mecanismo de liberação de água nos aqüíferos confinados é bem diferente daquele que ocorre em aqüíferos livres, onde a água é liberada para poços ou fontes, principalmente em função da drenagem dos poros. Os vazios, inicialmente saturados, passam a ser ocupados pelo ar e o nível freático fica mais baixo. No caso de aqüíferos confinados, ao liberar água os poros não são esvaziados. A pressão da água no aqüífero é maior que a pressão atmosférica e ao ser perfurado um poço e extraída água, ocorre gradativamente um alívio na pressão hidrostática, aumentando, conseqüentemente, o peso das camadas geológicas superiores sobre a estrutura física do material poroso, provocando uma compactação do aqüífero. Nestes casos, a água é liberada devido a dois fatores: um deles, devido à expansão da água proporcionada pela redução da pressão hidrostática e o outro, devido à redução dos vazios do aqüífero causada pelo aumento da pressão sobre a estrutura do meio poroso. O armazenamento específico é dado pela equação:

$$S_e = \rho \cdot g(\alpha + \eta \cdot \beta) \qquad (2.2.40)$$

sendo α a compressibilidade do meio poroso e β a compressibilidade da água.

O coeficiente de armazenamento é um parâmetro adimensional definido pela expressão:

$$S = S_e \cdot b \qquad (2.2.41)$$

sendo **b** a espessura do aqüífero (L).

> É possível definir um único parâmetro envolvendo os conceitos de transmissividade e de armazenamento de um aqüífero.
>
> $$D = \frac{T}{S} = \frac{K}{S_e} \qquad (2.2.42)$$
>
> onde, **D** é chamado de difusividade hidráulica do aqüífero.

Quadro 2.2.6 - Difusividade hidráulica.

Aqüífero Confinado Drenante

Num aqüífero confinado drenante, uma ou ambas as camadas limitantes são semipermeáveis. Para efeito de simplificação, será feita a consideração de que a camada inferior é impermeável e que a camada superior possui permeabilidade pequena, mas diferente de zero. Considerando-se a ocorrência de uma carga hidráulica $\mathbf{h_1}$ constante, acima da camada semi-permeável no plano (x, y), a taxa de infiltração vertical $\mathbf{I_v}$ para o aqüífero, através dessa camada semipermeável, é dada por:

$$I_v = K' \cdot \left(\frac{h_1 - h}{b'} \right) \qquad (2.2.43)$$

sendo **K'** e **b'**, respectivamente, a condutividade hidráulica e a espessura da camada semi-permeável.

Alguns autores definem a relação entre **K'/b'** como coeficiente de drenança (Bear, 1979) e a relação inversa **b'/K'** como resistência da camada semipermeável (c):

$$c = \frac{b'}{K'} \qquad (2.2.44)$$

Logo, em função da resistência hidráulica da camada confinante, a filtração vertical expressa-se por:

$$I_v = \frac{h_1 - h}{c} \qquad (2.2.45)$$

Este valor da taxa de filtração vertical deve ser adicionado, no caso, ao termo de recarga (R):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{h_1 - h}{c} + R = S\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.2.46)$$

Aqüífero Livre ou não Confinado

No aqüífero livre não existe camada limitante impermeável na face superior. Para simplificação do cálculo, admite-se que existe uma interface de separação entre a zona saturada e uma região acima, considerada completamente seca.

Aplicando-se a aproximação de Dupuit, pode-se considerar a carga ao longo de uma linha vertical como constante e o escoamento como sendo horizontal. Levando-se em conta que ao longo da superfície livre atua a pressão atmosférica, pode ser considerado como a espessura do aqüífero. Aplicando-se as mesmas considerações das equações anteriores chega-se a:

$$\frac{\partial}{\partial x}(h \cdot K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x})+\frac{\partial}{\partial y}(h \cdot K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y})+R=S\frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.2.47)$$

Infelizmente, esta equação é não linear, no entanto, adotando-se a condutividade hidráulica como constante, pode ser aplicada a relação:

$$h\frac{\partial h}{\partial x}=\frac{1}{2}\frac{\partial (h^2)}{\partial x} \quad (2.2.48)$$

de onde se obtém:

$$\frac{\partial^2 (h^2)}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 (h^2)}{\partial y^2}+\frac{2R}{K}=\frac{2S}{K}\frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.2.49)$$

Utilizando-se uma nova variável vem:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}+\frac{2R}{K}=\frac{S}{K\sqrt{v}}\frac{\partial v}{\partial t} \quad (2.2.50)$$

Para um problema de fluxo em regime permanente, o termo do lado direito da igualdade não existe e a equação é linear em **v** , com as vantagens de utilizar-se os métodos de solução disponíveis e o princípio de superposição de soluções.

Para um problema de fluxo transitório ou não permanente, a equação é não linear devido ao termo vinculado à raiz quadrada. Muitas vezes, quando se resolve o problema por iterações sucessivas, pode-se linearizar a equação, utilizando o valor da raiz quadrada de **v** da iteração anterior. Atualmente já existem diversos pacotes computacionais que resolvem esta equação 2.2.49, utilizando métodos numéricos aproximados.

2.2.7 Redes de Fluxo

Em estudos bidimensionais, para efeito de visualização e entendimento do escoamento, costuma-se traçar redes de fluxo mostrando a direção e o sentido da velocidade ao longo da região analisada. É importante lembrar que as redes de fluxo não representam bem o escoamento se houver componentes de velocidade na direção perpendicular ao plano estudado.

Dupuit, em 1863, verificou que nos escoamentos de água subterrânea a declividade da superfície freática é, geralmente, muito pequena e o escoamento pode ser considerado como praticamente horizontal. Com isto reduz-se uma dimensão do problema e a carga hidráulica torna-se função, apenas, das coordenadas horizontais do meio poroso. A validade da aproximação de Dupuit tem sido analisada por muitos autores, ficando comprovado que a aproximação é aceitável para pequenas declividades da superfície freática e para aqüíferos não muito espessos (Wang & Anderson, 1982). Para fluidos não confinados em meios porosos isotrópicos, verifica-se que para declividades da superfície piezométrica de até 10%, o erro relativo cometido no cálculo da velocidade, utilizando-se a aproximação de Dupuit, é de apenas 1%. A aproximação de Dupuit, no entanto, não tem apresentado bons resultados no cálculo do escoamento na vizinhança de poços parcialmente penetrantes no aqüífero (Kemblowsky, 1987) e em caso de problemas transientes em que ocorre uma brusca mudança de taxa de escoamento (Bear & Dagan, 1964).

Quadro 2.2.7 - Condição de Dupuit.

Antigamente se usava o processo gráfico de redes de fluxo como forma de ajudar a resolver as equações diferenciais do escoamento. Atualmente, as equações já são resolvidas com uso do computador e utilizam-se as redes de fluxo para dar uma idéia do escoamento no meio poroso (figura 2.2.16). Além disso, ultimamente, prefere-se traçar o vetor velocidade em diversos pontos, ao invés de desenhar a linha de fluxo, e o comprimento do traçado do vetor é proporcional ao valor da velocidade. Desta forma, as redes de fluxo computacionais conseguem representar o módulo, a direção e o sentido do vetor velocidade (figura 2.2.17).

No traçado de redes de fluxo é importante notar as escalas de cada eixo. Em estudos horizontais, geralmente usam-se escalas iguais para os dois eixos. Em estudos bidimensionais em planos verticais, no entanto, costuma-se ampliar a escala vertical e com isto ocorre uma deformação na aparência da rede (figura 2.2.18). É importante, ainda, observar que a regra prática tradicional de que **as linhas de fluxo são perpendiculares às linhas eqüipotenciais** só é válida se o meio poroso for isotrópico e as escalas nas duas direções forem iguais.

Exercícios Propostos

1) O mapa esquemático a seguir mostra a posição de três poços. A tabela a seguir indica a cota topográfica, a profundidade do poço e a profundidade do nível estático. Adotando o datum no zero da cota topográfica:

a) calcular as cargas hidráulicas de cada poço;

b) calcular a altura de água dentro do poço (do fundo do poço à superfície da água estática);

c) esboçar as isolinhas de carga hidráulica; e

d) considerando o material isotrópico, esboçar vetores da velocidade de escoamento.

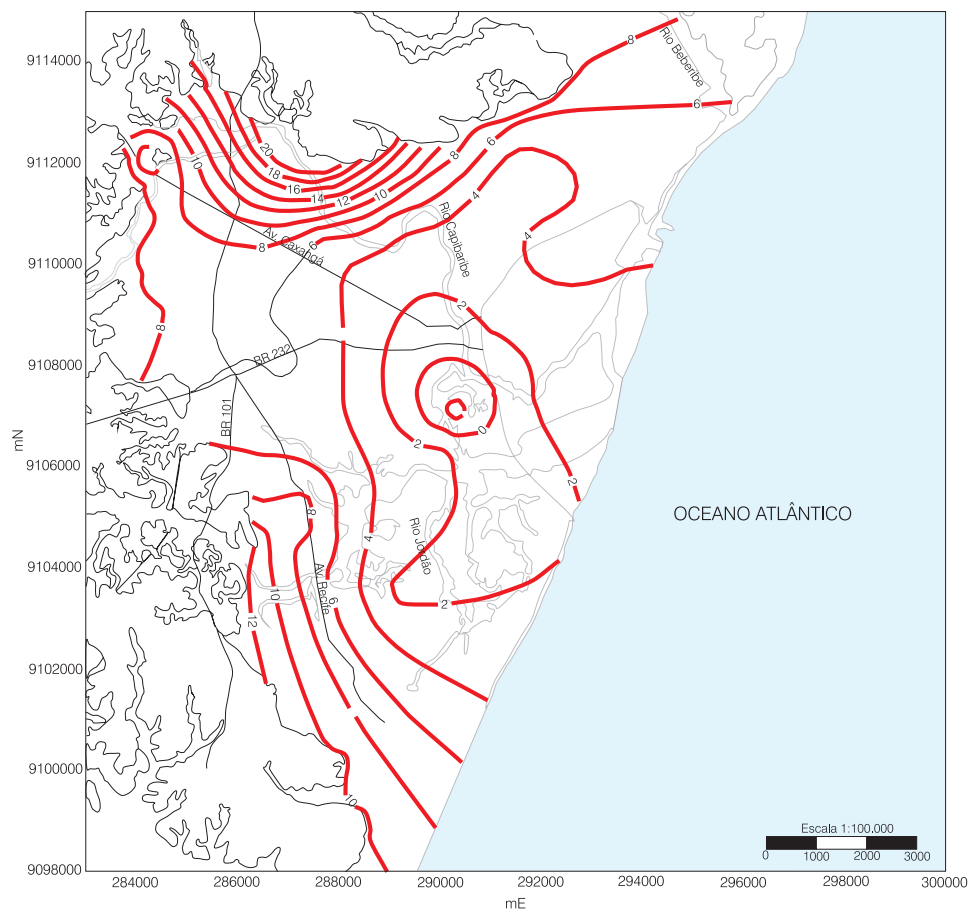



Figura 2.2.16 - Potenciometria no início da série histórica (1970) para o aqüífero Boa Viagem (modificado de Monteiro, 2000).

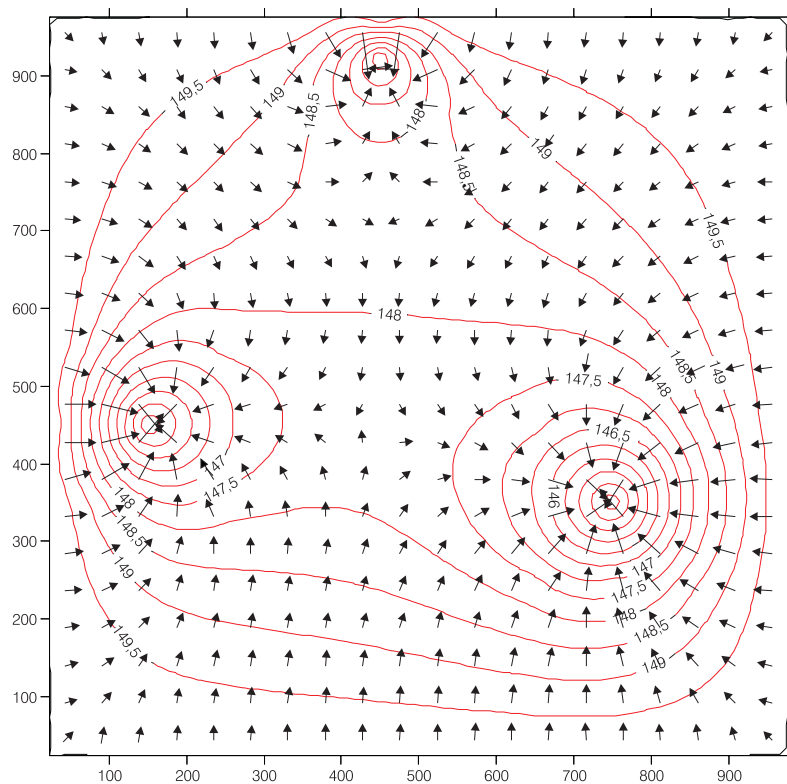



Figura 2.2.17 - Rede de fluxo e eqüipotenciais traçados com software gráfico.

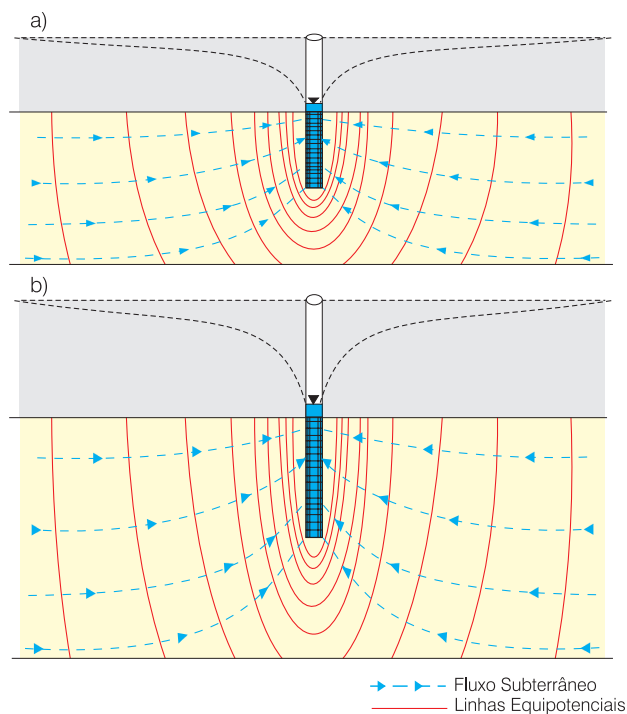
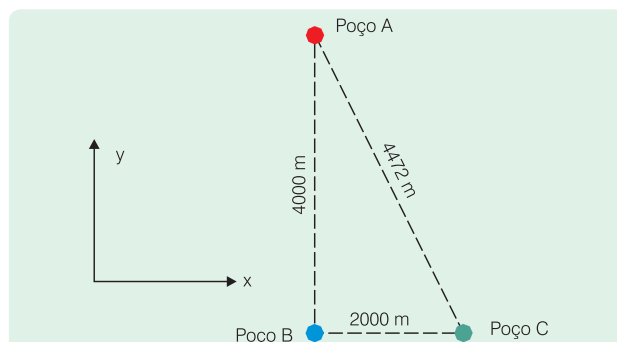



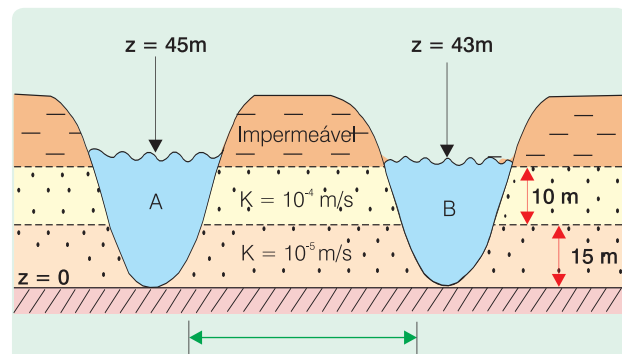
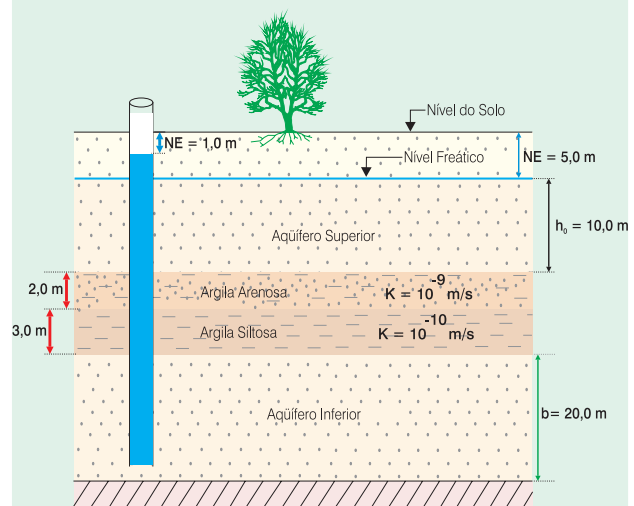
Figura 2.2.18 - Deformação na rede de fluxo devido ao exagero na escala vertical. a) traçado original da rede de fluxo; b) traçado deformado com escala vertical o dobro da escala inicial. (Fonte: Modificado de Driscoll, 1986).

	Cota Topográfica (m)	Profundidade do Poço (m)	Nível Estático (m)
A	192,00	112,00	45,00
B	191,00	120,00	35,00
C	179,00	96,00	34,00

2) Considere dois reservatórios de água escavados no terreno como, mostrado na figura a seguir:

a) calcular o gradiente hidráulico no material poroso entre os dois reservatórios;

b) calcular a velocidade de Darcy na camada 1 e na camada 2;

c) considerando uma faixa de 1,0 m de largura, indo do reservatório A até o reservatório B, calcule a vazão na camada 1 e a vazão na camada 2; e

d) calcule a condutividade hidráulica equivalente do conjunto das duas camadas.

3) Em certo local a camada semipermeável (aqüitardo) entre o aqüífero superior e o aqüífero inferior é formada por 2,0 m de argila arenosa sobreposta a 3,0 m de argila siltosa (esquema da figura abaixo).

Considerando que o nível estático de um poço que capta água do aqüífero inferior é de 1,0 m:

a) calcular a velocidade de Darcy na vertical nas duas subcamadas do aqüitardo;

b) calcular a vazão que atravessa de um aqüífero para outro por m²; e

c) calcular uma condutividade equivalente para o aqüitardo.

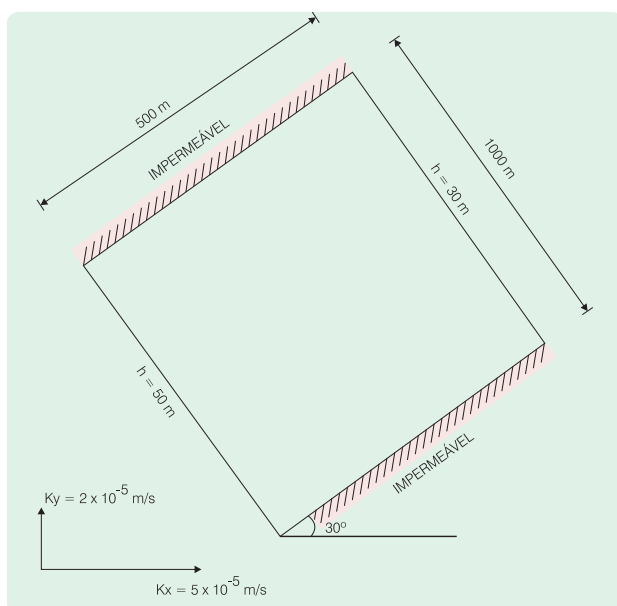
4) Na questão (2), considerando a porosidade igual a 0,25, calcular a velocidade real das partículas de água na camada 1 e na camada 2.

5) Numa região choveu 40 mm em determinado dia. Considere que 10% da chuva infiltrou-se e que toda a água infiltrada percolou direto para alimentar o lençol freático, cuja porosidade é de 0,20. Calcular a elevação do nível do aqüífero freático.

6) No aqüífero indicado na figura a seguir:

a) calcule a velocidade de Darcy na direção x (q_x) e na direção y (q_y);

b) calcule o ângulo formado pela velocidade resultante com a direção x; e

c) trace as eqüipotenciais e calcule o ângulo formado entre a velocidade e as eqüipotenciais.

Referências

BEAR, J. **Dynamics of fluids in porous media**. New York: Dover Publications, 1972.

______ . **Hydraulics of groundwater**. New York: McGraw-Hill, 1979.

BEAR, J.; DAGAN, G. Moving interface in coastal aquifers. **Journal of Hydraulics Engineering**, New York, v. 90, p. 193-216, 1964.

BEAR, J.; VERRUIJT, A. **Modeling groundwater flow and pollution**. [Dordrecht; Boston]: D. Riedel Publishing Company, 1990.

WROBEL, L.C. et al. **Métodos numéricos em recursos hídricos.** Rio de Janeiro: ABRH, 1989. 380 p.

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. R. **Hidrología subterránea**. 2. ed. Barcelona: Ed. Omega, 1983.

DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. **Physical and chemical hydrogeology**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1997.

DRISCOLL, F. G. **Groundwater and wells**. St. Paul, Minn.: Johnson Division, 1986.

FETTER, C. W. **Applied hydrogeology**. 2. ed. New York: Macmillan, 1988.

FREEZE, A. R; CHERRY, J. A. **Groundwater.** Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1979. 604 p.

HUBBERT, M. K. The theory of ground water motion. **Journal of Geology**. [S.l.], v. 48, n. 8, p. 785-944, 1940.

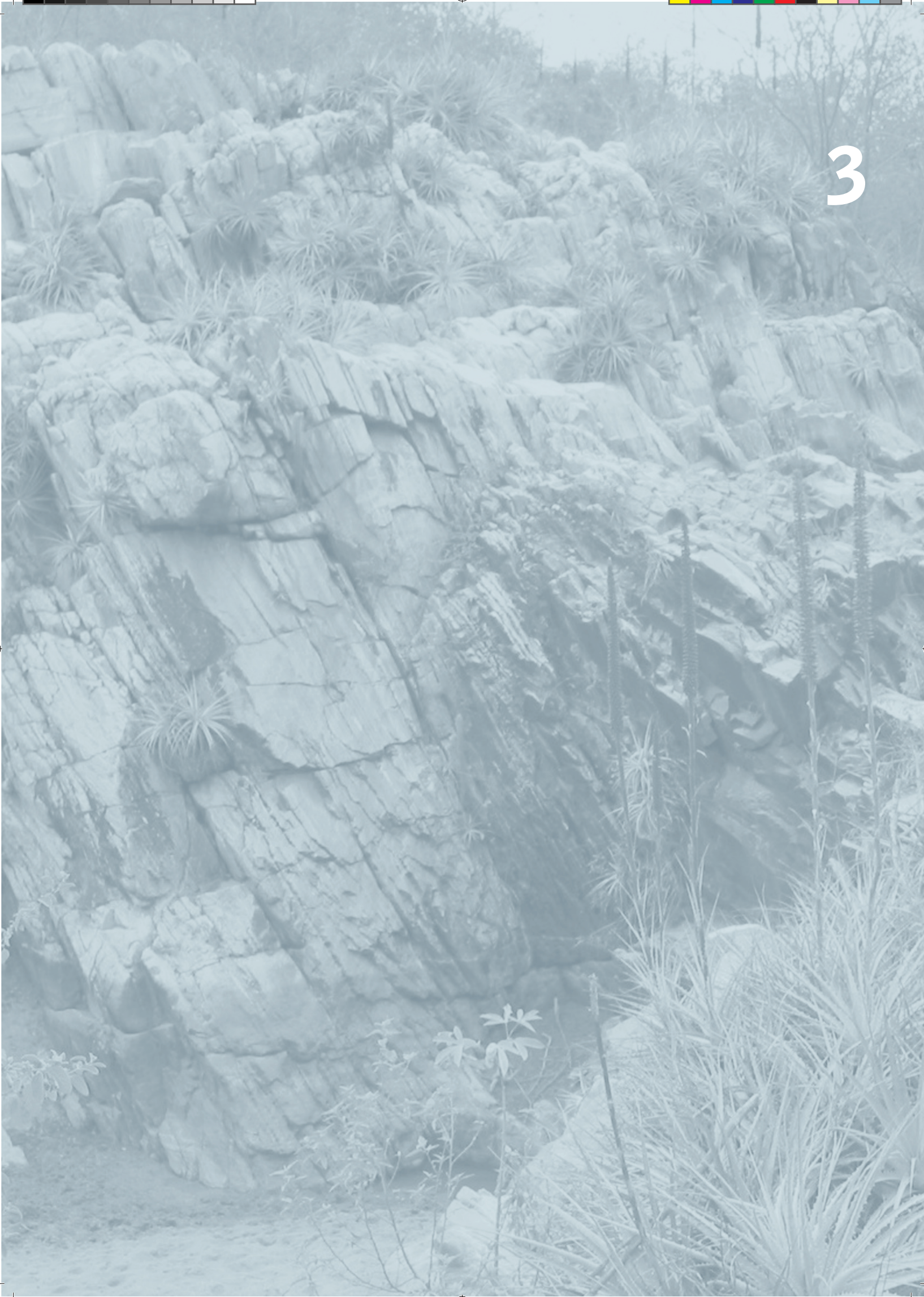
KEMBLOWSKY, M. The impact of the Dupuit - Forchheimer approximation on salt-water intrusion simulation. **Ground Water**, Washington, v.25, n. 3, p. 331-336. 1987.

MONTEIRO, A. B. **Modelagem do fluxo subterrâneo nos aquíferos da planície do Recife e seus encaixes.** 2000. 180 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Centro de Tecnologia em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2000.

WANG, H. F.; ANDERSON, M. P. **Introduction to groundwater modelling**: finite difference and finite element methods. San Francisco: W. H. Freeman, 1982. 237 p., il.

Anexos

Anexo 2.2.1 Fatores de Conversão de Unidades

Fatores de Conversão de Unidades	
Condutividade hidráulica	1 pé/dia = 0,305 m/dia 1 meinzer = 1 gal/dia/pé² = 0,0408 m/dia 1 cm/s = 864 m/dia
Permeabilidade intrínseca	1 darcy = 9,87 x 10^{-9} cm² 1 darcy = 1,062 x 10^{-11} pé²
Viscosidade absoluta	1 poise = 1 g/cm/s 1 kg/m s = 10 g/cm/s
Viscosidade cinemática	1 stoke = 1 cm²/s 1 pé²/s = 929,03 stokes
Outras unidades	1 polegada = 2,54 cm 1 pé = 30,5 cm 1 milha (terrestre) = 1.609 m 1 ha = 10^4 m² 1 acre = 4.047 m² 1 acre-pé = 1,233 m³ 1 m³ = 1.000 litros 1 pé³ = 378,5 litros

Afloramento de Rochas Cristalinas
(Foto: J. Geilson A. Demetrio, 2003)

Intercalações de quartzitos do Complexo Sertânia, ao sul do município de Custódia-PE.

Módulo 3

Água Subterrânea em Meios Heterogêneos

Capítulo 3.1 - Conceitos de Análise Estrutural Aplicados à Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos

Capítulo 3.2 - Hidrogeologia de Meios Fissurados

Capítulo 3.3 - Hidrogeologia de Meios Cársticos

Capítulo 3.1

CONCEITOS DE ANÁLISE ESTRUTURAL APLICADOS À HIDROGEOLOGIA DE TERRENOS CRISTALINOS

Emanuel Ferraz Jardim de Sá
Carlos César Nascimento da Silva
Ana Catarina Fernandes Coriolano
Walter Eugênio de Medeiros

3.1.1 Introdução

Décadas de prospecção hidrogeológica nos terrenos pré-cambrianos do Nordeste do Brasil e em outras regiões, conduziram a um arcabouço teórico-metodológico que é amplamente utilizado para a locação de poços, por parte de profissionais autônomos, empresas privadas e agências governamentais. É consensualmente reconhecido que, neste tipo de terreno, a percolação e acumulação de água são controladas por fraturas e outras descontinuidades no maciço rochoso, o que requer dos hidrogeólogos uma base de conhecimentos em Geologia Estrutural, tarefa que foi desempenhada com sucesso, em nosso país, pelas sínteses de Siqueira (1967), Costa (1965) e, nas primeiras edições deste compêndio, Costa & Silva (1997). Todavia, muitos dos conceitos utilizados nessas contribuições datam das décadas de 1950-60 e, assim, demandam uma revisão que complemente e atualize esses textos.

A proposta deste trabalho é efetuar, inicialmente, uma análise crítica dos conceitos e procedimentos clássicos envolvidos na hidrogeologia do cristalino. Em seguida, serão discutidos conceitos modernos de análise estrutural e da evolução tectônica dos continentes, como base para orientar uma reformulação da metodologia, num esforço permanente e em conjunto com hidrogeólogos experientes na prospecção de água subterrânea no cristalino. Dois aspectos são considerados básicos na linha de trabalho aqui explorada:

(i) o enorme progresso ocorrido na compreensão dos processos de deformação ao longo das quatro últimas décadas, incluindo o contexto tectônico, os parâmetros decorrentes do nível crustal e as relações cronológicas entre diferentes estruturas, o que permite explicar, de modo adequado, situações sugeridas ou constatadas pela prática de locação; e

(ii) o papel de controle que deve ser exercido pelos sistemas de tensões neotectônicos, atuando em condições superficiais ou muito rasas na crosta, em consonância com o fato de que a migração e acúmulo da água subterrânea, neste tipo de reservatório, é um processo superficial e geologicamente muito recente ou atual.

O trabalho enfatiza métodos e conceitos simples, de aplicação direta e de baixo custo. Abordagens sofisticadas e de custo elevado teriam escassa utilidade para a prospecção hidrogeológica em regiões semi-áridas e economicamente carentes. O tema e conhecimentos aqui expostos foram abordados em projetos de pesquisa financiados pelo Programa PADCT3 (FINEP e CNPq), com apoio de várias entidades (com destaque para a CPRM - Serviço Geológico do Brasil e um projeto de cooperação internacional Brasil / Agência Brasileira de Cooperação / CPRM e o Canadá / *Canadian International Development Agency* / *Geological Survey of Canada*). Os trabalhos foram desenvolvidos por professores e pós-graduandos do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), com apoio da CAPES e CNPq, principalmente no período de 1998 a 2002.

3.1.2 Conceitos Clássicos da Hidrogeologia do Cristalino e Problemas Inerentes

O termo "clássico" refere-se à abordagem hidrogeológica usual, adotada no Nordeste do Brasil e em outras regiões dominadas por rochas cristalinas (metamórficas e ígneas), no país e em outros continentes. Como fontes preferenciais de informação, o leitor pode consultar as referências acima citadas ou os capítulos 3.2 (Hidrogeologia de Meios Fissurados) e 3.3 (Hidrogeologia de Meios Cársticos), que complementam este módulo. O presente texto aborda o contexto estrutural dos terrenos cristalinos, no tocante ao seu papel de controle da ocorrência de água subterrânea. Todavia, devem ser destacados outros fatores que não serão objeto de consideração

no presente (consultar, em complementação, o trabalho de Brito Neves & Albuquerque, 2004), em especial o regime pluvial, a rede hidrográfica, a topografia e a ocorrência de coberturas sedimentares permeáveis (incluindo o manto de intemperismo, aluviões e associados), que, no conjunto, controlam as condições de recarga deste (e de outros) tipo de aqüífero.

Existe consenso sobre a importância das **estruturas frágeis** (ou **rúpteis**) na criação de espaços nas rochas cristalinas, permitindo o fluxo e acumulação de reservas de água neste meio. Tais estruturas, também referidas como **descontinuidades**, correspondem às **fraturas,** que, de um modo geral, são consideradas como volumes planares "abertos", variavelmente dispersas ou concentradas em setores, ao longo de um maciço cristalino. O termo **fraturas** engloba **juntas** (descontinuidades ao longo das quais o movimento relativo entre os blocos é muito pequeno na escala considerada) e **falhas** (ou zonas de falhas), cujas dimensões (comprimento), de interesse no presente caso, variam de metros a dezenas de quilômetros (figura 3.1.1). Embora representadas em figuras e mapas como planos discretos, as juntas e, em especial, as falhas, usualmente correspondem a enxames de planos de menor porte, em sua maior parte subparalelos.

Outros tipos de estruturas, ainda, devem ser considerados, pela possibilidade de proverem espaços abertos nas rochas. É o caso dos contatos entre litologias distintas, mecanicamente contrastantes, a exemplo das paredes de diques e filões, zonas que são consideradas como favoráveis na prática atual de locação. Também devem ser considerados os planos de foliações ou lineações (estes dois tipos de estruturas constituem o *fabric* das rochas deformadas, do qual resultam orientações preferenciais de minerais e feições primárias das rochas) e zonas miloníticas. Na maioria dos casos, tais estruturas são geradas por mecanismos de deformação em alta temperatura (> 200°C). Contrariamente às fraturas e contatos, que possuem localização espacial definida (e também constituem descontinuidades), as foliações e lineações são distribuídas através dos corpos geológicos, ainda que possam exibir "concentrações" (maior desenvolvimento) nas zonas miloníticas, comumente referidas como zonas de cisalhamento.

Embora originalmente "fechadas" (no sentido de que não constituem, originalmente, planos de partição nas rochas, nem propiciam taxas de fluxo de fluidos elevadas e localizadas), as estruturas dúcteis, formadas em profundidade e alta temperatura, podem ser "abertas" quando submetidas a processos de reativação, intemperismo e descompressão, próximos à superfície da Terra.

Em função de sua dimensão e para os objetivos da prospecção hidrogeológica, o reconhecimento de fraturas e outros tipos de estruturas pode envolver a análise de imagens de satélites e fotografias aéreas convencionais ou de detalhe, e/ou o estudo de afloramentos.

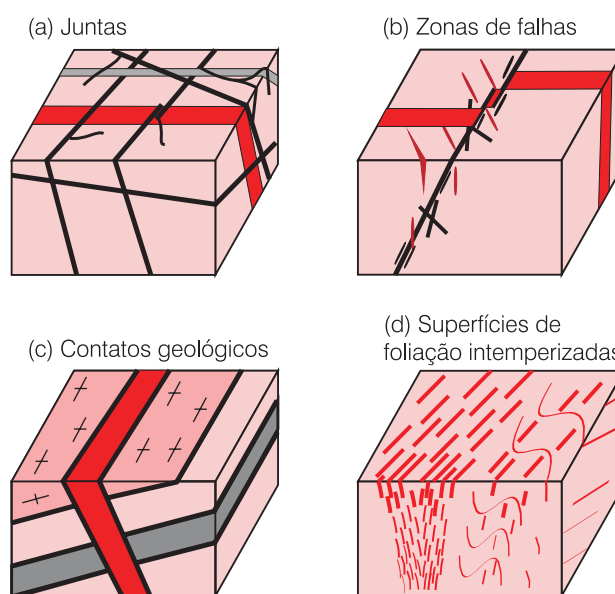



Figura 3.1.1 - Estruturas que controlam a ocorrência de água subterrânea em rochas cristalinas: (a) juntas; (b) falhas e zonas de falhas; (c) contatos geológicos; (d) superfícies de foliação (incluindo zonas de cisalhamento), quando intemperizadas. Nesta e em outras figuras, o efeito do intemperismo nas fraturas é indicado por traços mais grossos, próximos à superfície. A escala preferencialmente visualizada é macroscópica (pequena área).

A fotointerpretação é direcionada à localização de estruturas favoráveis - em especial, as zonas fraturadas, bem como a estabelecer seu relacionamento com possíveis fontes de recarga - coberturas e a rede de drenagem. Bourguet *et al*. (1981) ilustram a interpretação de vários casos de recarga por sistemas de drenagem. Siqueira (1963, *in* Siqueira, 1967) elaborou o conceito de **riacho-fenda**, quando uma drenagem teria seu curso controlado por uma fratura/zona de fratura, assegurando, periodicamente, condições de recarga (figura 3.1.2). O conceito é amplamente utilizado em regiões semi-áridas, condicionando, até mesmo, o processo de fotointerpretação – as fraturas são identificadas pelos trechos retilíneos e "cotovelos", ao longo das drenagens. Em campo, os afloramentos adjacentes devem mostrar uma boa freqüência de fraturas orientadas segundo a direção fotointerpretada - o segmento retilíneo de um riacho. Todavia, a análise de casos de locação de poços (Coriolano *et al*., 2000; Coriolano, 2002; Nascimento da Silva & Jardim de Sá, 2000; Nascimento da Silva, 2004; Nascimento da Silva *et al*., 2004) mostra que a correlação de dados estruturais entre essas diferentes escalas não é uma tarefa simples. A restrição de seções verticais (cortes naturais ou artificiais) tem como alternativa os levantamentos geofísicos combinando diferentes métodos (eletrorresistividade, EM, GPR), como exemplificado pelos trabalhos de Avelino da Silva (2000), Nascimento da Silva (2004) e Nascimento da Silva *et al*. (2004), condição que normalmente não está disponível na atividade rotineira de locação de poços.

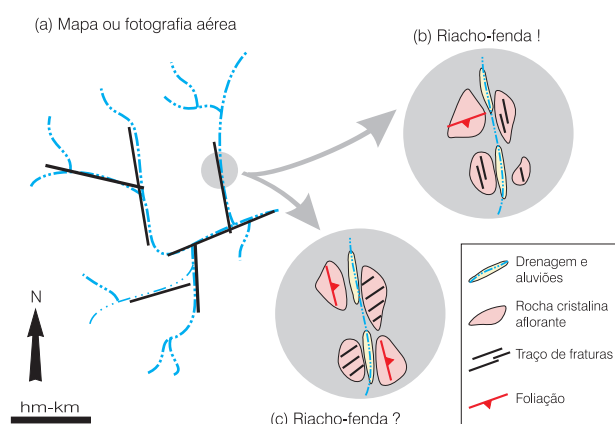



Figura 3.1.2 - O conceito de **riacho-fenda** ilustrado na visão de mapa ou fotografia aérea ou mapa (a) e em afloramentos (b, c). As fraturas são inferidas a partir de trechos retilíneos e cotovelos da drenagem (a). É necessário verificar no campo, em afloramentos adjacentes à drenagem, a ocorrência de intenso fraturamento paralelo ao *trend* fotointerpretado (no exemplo, uma suposta fratura NNW), para validar o modelo do riacho-fenda (b). Todavia, trechos retilíneos da drenagem também podem ser controlados pela foliação das rochas (c); neste caso, a fratura interpretada com direção NNW não existe; no afloramento, as fraturas apresentam direção NE.

Existe uma prática firmada, no Nordeste do Brasil e em regiões cristalinas similares na África (Bourguet *et al*., 1980-81; Wright & Burgess, 1992), de que a profundidade máxima para a ocorrência de fraturas abertas, com água, não ultrapassa a faixa de 60 a 100 m. Todavia, a usual ocorrência de água minando a partir de fraturas, em galerias mineiras profundas, ou as fontes termais que drenam água desde profundidades de até 1 a 3 km (Berthier, 1982), alertam que aquele valor é mínimo e o seu significado está fortemente condicionado a aspectos técnico-econômicos da sondagem e do bombeamento.

Um ponto crítico na avaliação de terreno reside na detecção das fraturas "abertas", mais propícias ao fluxo e acumulação de água. Nesse caso, a abordagem clássica demanda uma análise crítica face à evolução tectônica regional, a geometria do fraturamento e as condições de recarga. Muitas vezes, os critérios propostos para selecionar ou priorizar locações foram baseados em feições e estruturas relacionadas a uma etapa antiga e profunda da evolução crustal. Tomando o exemplo do Nordeste brasileiro, a deformação principal do terreno ocorreu, pelo menos, no final do Pré-cambriano, há cerca de 550 Ma atrás, quando as estruturas principais do terreno, hoje exposto, estavam sendo desenvolvidas numa faixa entre 8 a 15 km de profundidade. A influência que essas (ou parte dessas) estruturas possam ter na prospecção hidrogeológica é discutível e, se existente, se dá por vias indiretas; p.ex., no controle estrutural da paisagem ou quando modificadas posteriormente na denudação e intemperismo. Cabe enfatizar que o fluxo e acúmulo da água normalmente explotável é um processo geologicamente recente e superficial, possivelmente abrangendo pelo interesse um nível de 0,5 a 1 km na crosta, no máximo. Outro aspecto a considerar é a ocorrência de sucessivos eventos de deformação frágil, desde o final do Pré-cambriano até os tempos atuais. A rede de fraturas presente nos terrenos cristalinos comumente tem uma cronologia complexa. Essas descontinuidades foram, em sua maior parte, herdadas de eventos antigos, que não possuem relação direta com o campo de tensões atual. Pelas suas implicações, é importante que o hidrogeólogo do cristalino conheça os principais aspectos da evolução tectônica da sua região de trabalho.

3.1.3 Conceitos Básicos de Análise Estrutural - A Deformação Frágil

Nas duas últimas décadas, a relação entre estruturas e as condições de permeabilidade/porosidade de um maciço rochoso estão sendo abordadas com crescente interesse, especialmente em países do hemisfério norte, a partir de um número de contribuições multidisciplinares. O enfoque prioriza as estruturas frágeis, pela sua capacidade de condicionar o fluxo e/ou acúmulo de expressivo volume de fluidos, ao longo de tempos geologicamente curtos e em níveis rasos da crosta, o que corresponde ao contexto de interesse para o estudo e prospecção da água subterrânea em terrenos cristalinos. Muitas das contribuições neste campo (ver revisão em Odling, 1998, p.ex.) foram impulsionadas não apenas pelo interesse hidrogeológico, mas, exatamente, por um objetivo oposto – a procura de rochas cristalinas "secas", impermeáveis, adequadas para o armazenamento de lixo nuclear (Carlsson & Olsson, 1980-81; Almén, 1994). A indústria do petróleo somou uma enorme parcela de conhecimentos, dedicada aos problemas de porosidade e permeabilidade em reservatórios fraturados (Nolen-Hoeksema & Howard, 1987; Heffer & Lean, 1993; Sibson, 1994; Barton *et al***.**, 1997; Aydin, 2000; Maerten *et al*., 2006). A esses enfoques mais específicos, é acrescida a expansão de conhecimentos na Geologia Estrutural, na Neotectônica e sobre a evolução da crosta continental, de um modo mais amplo (ver diversos artigos em Hancock, 1994, p.ex.). Alguns dos tópicos desenvolvidos constituem temas de ponta, cuja aplicabilidade na prática de locação ainda não foi plenamente estabelecida.

A hidrogeologia do cristalino demanda uma renovação de conhecimentos, incorporando os modelos 3-D da geometria de sistemas de juntas e zonas de falhas, sua cinemática e o funcionamento mecanicamente integrado de sistemas complexos. Na avaliação do papel do fraturamento para condicionar o fluxo e acumulação de água subterrânea, os seguintes pontos devem ser considerados:

(i) a geometria do sistema de fraturas, incluindo as feições (abertura, rugosidade) de uma fratura individual, bem como a orientação, dimensões e

conectividade entre diferentes famílias. Em várias escalas, raramente uma fratura (junta e, em especial, as falhas) é constituída por um plano único, mas, sim, por uma família de planos subparalelos e outros, subordinados em freqüência e tamanho, em ângulo com os principais. Deste modo, deve ser entendido que muitas das ilustrações de fraturas como uma superfície única e regular, no presente texto e nas referências citadas, são, na verdade, simplificações com objetivo didático. A geometria das fraturas é controlada pelo campo de tensões atuante na época de sua formação, bem como pelo tipo de rocha presente e as condições crustais em que a deformação ocorreu; e

(ii) a tendência atual de comportamento – "abertura" *versus* "fechamento" das diferentes famílias e fraturas, o que é condicionado pelo campo de tensões atual/neotectônico e pela evolução recente do terreno, no tocante à sua exumação e processos de intemperismo.

O item (i) envolve o reconhecimento de conjuntos de fraturas que estejam relacionados a um mesmo regime de deformação (ou regime cinemático) e o respectivo campo de tensões. Vários livros textos e artigos recentes sumarizam este tipo de conhecimento (Hancock, 1985,1994; Ramsay & Huber, 1987; Twiss & Moores, 1992; Angelier, 1994; Choukroune, 1995; Hatcher Jr., 1995; van der Pluijm & Marshak, 1997; Aydin, 2000).

As tensões atuantes e o respectivo *strain* (o termo *strain* designa os componentes da deformação - dilatação, distorção e rotação; o componente translação é considerado independentemente) induzido nos corpos geológicos podem ser uniaxiais, biaxiais e triaxiais. O conceito do **elipsóide de *strain*** é utilizado para representar e quantificar a deformação associada a diferentes tipos de estruturas. O elipsóide de *strain* representa a transformação de um corpo originalmente esférico. No elipsóide são reconhecidos, no estágio final (elipsóide finito) ou em estágios intermediários (elipsóide incremental), o eixo de máximo estiramento ou mínimo encurtamento (X), um eixo de comportamento intermediário (Y) e o eixo de máximo encurtamento/mínimo estiramento (Z), mutuamente perpendiculares entre si. A notação XY define o plano de achatamento de uma rocha deformada. Embora originalmente desenvolvido sob a ótica da deformação dúctil (dobras, *fabric* e zonas de cisalhamento), a tendência moderna é estender a sua aplicação às estruturas frágeis, que em textos antigos eram quase que exclusivamente relacionadas a sistemas de tensões. O *strain* é observado e pode ser quantificado nas rochas, e a evolução da sua forma ao longo do tempo conduz à noção de **regime cinemático** ou **regime de fluxo**. As tensões não são observadas diretamente, mas podem ser inferidas a partir do *strain* e do regime cinemático. No presente texto e para efeito didático, esses diferentes tipos de conceitos são utilizados e relacionados entre si. Todavia, a coincidência na orientação desses eixos só ocorre em alguns casos (ver adiante).

Nas condições da deformação frágil, as tensões ou *strain* uniaxiais produzem juntas de distensão – fraturas com tendência dilatacional/"aberta", ou juntas estilolíticas, com tendência contracional/"fechada". As tensões ou *strain* biaxiais desenvolvem juntas de distensão, juntas estilolíticas e/ou fraturas de cisalhamento, estas últimas com movimento paralelo às paredes. Finalmente, as tensões ou *strain* triaxiais resultam em sistemas com múltiplas famílias de fraturas. Nos dois primeiros casos, os eixos de tensões ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) ou de *strain* ($X \geq Y \geq Z$) guardam uma relação angular simples com respeito às fraturas. Nos sistemas triaxiais, essas relações são complexas. Comumente e/ou numa primeira abordagem, as famílias de fraturas naturais podem ser tratadas, simplificadamente, como desenvolvidas em sistemas biaxiais, como feito nas figuras 3.1.4 e 3.1.5, mostradas mais adiante.

Em função das tensões atuantes e conseqüente padrão de movimento das partículas materiais (*strain*, cinemática, fluxo) de uma rocha em deformação, podem ser distinguidos regimes de **cisalhamento puro**, **simples** ou **geral**, adiante explicados em associação com a figura 3.1.4. Em cada um dos casos distinguidos na referida figura, e a depender do tipo de rocha e da magnitude das tensões atuantes, podem ser desenvolvidas as juntas de distensão (em geral desenvolvidas sob esforços trativos e/ou com a participação de fluidos, reduzindo a tensão efetiva atuante nas rochas – figuras 3.1.3a e 3.1.3b), fraturas de cisalhamento ou falhas (requerem tensões diferenciais de maior valor), juntas estilolíticas (em rochas passíveis de dissolução em condições superficiais, o que não ocorre nos litotipos cristalinos aqui considerados) e juntas/fraturas híbridas (cisalhamento + dilatação ou contração).

O diagrama de Mohr, empregado na figura 3.1.3, é a expressão gráfica das equações para determinação das tensões normal (σ) e cisalhante (τ) que atuam em um plano qualquer (p.ex., uma fratura) em um maciço rochoso. A sua construção e utilização são abordados nos vários livros textos de Geologia Estrutural, acima indicados. Na figura 3.1.3, esse diagrama ilustra esquematicamente as condições de fraturamento envolvendo diferentes sistemas de tensões, as propriedades mecânicas da rocha e das fraturas nela contidas, e a influência de fluidos. As condições de tensão aplicadas são expressas pelas tensões principais normais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), que definem os semi-círculos no diagrama, representando tensões diferenciais. As condições de ruptura de uma rocha sã ou (como na figura 3.1.3c) contendo descontinuidades prévias são definidas pelos envelopes de Mohr. Uma fratura é formada quando o semi-círculo de tensões (ou seja, a tensão diferencial) tangencia o envelope de ruptura. A orientação da fratura faz um ângulo θ com o eixo σ_3. O ângulo 2θ está construído nos exemplos da figura.

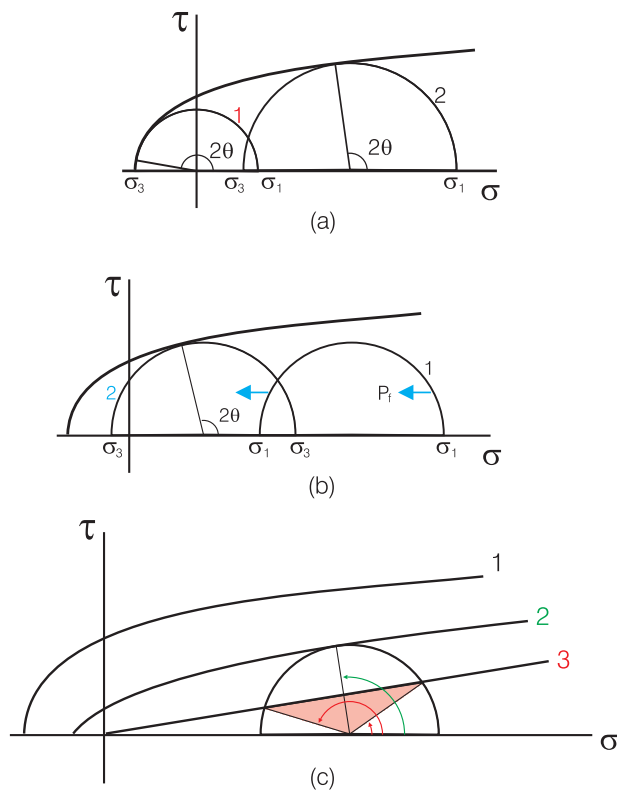



Figura 3.1.3 - Formação ou reativação de fraturas, visualizada no diagrama de Mohr. (a) Atuando numa rocha cuja condição de ruptura é dada pelo **envelope de Mohr**, o estado de tensões 1 (menores valores e tensão diferencial mais baixa) formaria juntas de distensão, caracterizadas no diagrama por um ângulo θ próximo de 90°. (b) O estado de tensões 2 (valores elevados, maior tensão diferencial) originaria fraturas de cisalhamento, nas quais o ângulo θ é próximo de 60°. O estado de tensões 1 não origina fraturas na rocha; com aumento da pressão de fluidos (p_f) nos poros e fraturas, a tensão normal efetiva é reduzida (o semi-círculo se desloca para a esquerda no gráfico, configurando o estado de tensões 2) e a rocha seria fraturada. (c) Considerando um estado de tensões específico, o mesmo é insuficiente para originar fraturas numa rocha sã (envelope de Mohr 1), reativa fraturas pré-existentes, parcialmente seladas/de baixa coesão, com orientação determinada pelo ângulo 2θ (envelope 2, com parâmetro c reduzido), e reativa um amplo espectro direcional de fraturas não cimentadas (contidas no leque de variação de 2θ), desprovidas de coesão (envelope 3, parâmetro de coesão nulo).

A figura 3.1.4 sintetiza a orientação de diferentes tipos de fraturas (juntas de distensão, juntas estilolíticas e fraturas de cisalhamento) em relação ao regime de tensões ou regime cinemático atuante e eixos de *strain* associados. Do ponto de vista mecânico e cinemático, falhas normais e falhas inversas são equivalentes às juntas de distensão e juntas estilolíticas, respectivamente. As fraturas híbridas, não representadas na figura, são desenvolvidas com relação angular intermediária aos outros tipos. Com os símbolos adotados para as fraturas de 2ª ordem (menor porte), a figura 3.1.4 representa uma visão de mapa (plano horizontal). As falhas principais seriam (a, b) estruturas transcorrentes (comparar com a figura 3.1.5c) ou (c) transpressivas. Todavia, substituindo os símbolos de falhas normais e inversas (exclusivos de mapas), a mesma figura pode representar as várias estruturas numa seção vertical (corte geológico); neste caso, as falhas principais seriam normais, como também ilustrado na figura 3.1.5a. Ao lado dos sistemas de fraturas, foram representados os respectivos elipsóides de *strain* finito (através de sua seção XZ, em cada caso), que podem ser deduzidos a partir da orientação dos sistemas de fraturas. As tensões ou componentes cisalhantes nas figuras 3.1.4b e 3.1.4c foram decompostas nos componentes principais normais que definem o elipsóide de tensões.

No regime de cisalhamento puro (figura 3.1.4a), os eixos de tensões ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) são coincidentes, ao longo de todo o processo deformacional, com os eixos do elipsóide de *strain* ($X \geq Y \geq Z$), incremental (deformação instantânea) e finito (deformação total acumulada). Nos regimes de cisalhamento simples ou geral (cisalhamento geral = cisalhamento simples + componente de dilatação ou contração), esta coincidência só ocorre com os eixos do elipsóide incremental (X_i e demais símbolos na figura), enquanto que os eixos X e Z do elipsóide finito rotacionam progressivamente (sentido anti-horário nas figuras 3.1.4b e 3.1.4c) a partir dos eixos do elipsóide incremental. Em cada uma das figuras, a representação dos elipsóides de *strain* finito com um contorno suavizado é adequado para representar a deformação dúctil. Na deformação frágil aqui abordada, esse contorno estaria recortado por uma trama de fraturas e deslocamentos associados (ver exemplo na figura 26.29 de Ramsay & Huber, 1987) cuja densidade é proporcional à magnitude do *strain*. A densidade da trama de fraturas e a importância do(s) deslocamento(s) associado(s) aumentam com o *strain*, que afeta a seção crustal representada pelo elipsóide.

O cisalhamento puro produz sistemas de fraturas simétricos. São características as fraturas de cisalhamento conjugadas. Regimes de cisalhamento simples ou geral originam sistemas de fraturas assimétricos, com predominância de um tipo de movimento, horário ou anti-horário. Nos diferentes casos da figura 3.1.4, é muito utilizada a notação de fraturas T (juntas de distensão, que coincidem com a seção YZ do elipsóide de *strain*), R, R' e P (fraturas de cisalhamento) para designar o fraturamento de 2ª ordem, relacionado a uma falha principal. As fraturas de cisalhamento cujo movimento é contrário ao da falha principal são denominadas de antitéticas – caso de R', desenvolvida em alto ângulo com respeito à zona de falha. As fraturas com o mesmo movimento da falha principal correspondem às fraturas sintéticas, R e P. Nas figuras 3.1.4b e 3.1.4c foram representadas variações angulares associadas às terminações das falhas, em dilatação (caracterizadas por juntas e falhas distensionais) ou em contração (com falhas inversas e, em rochas sedimentares, juntas estilolíticas; estas últimas coincidem com a seção XY do elipsóide de *strain*).

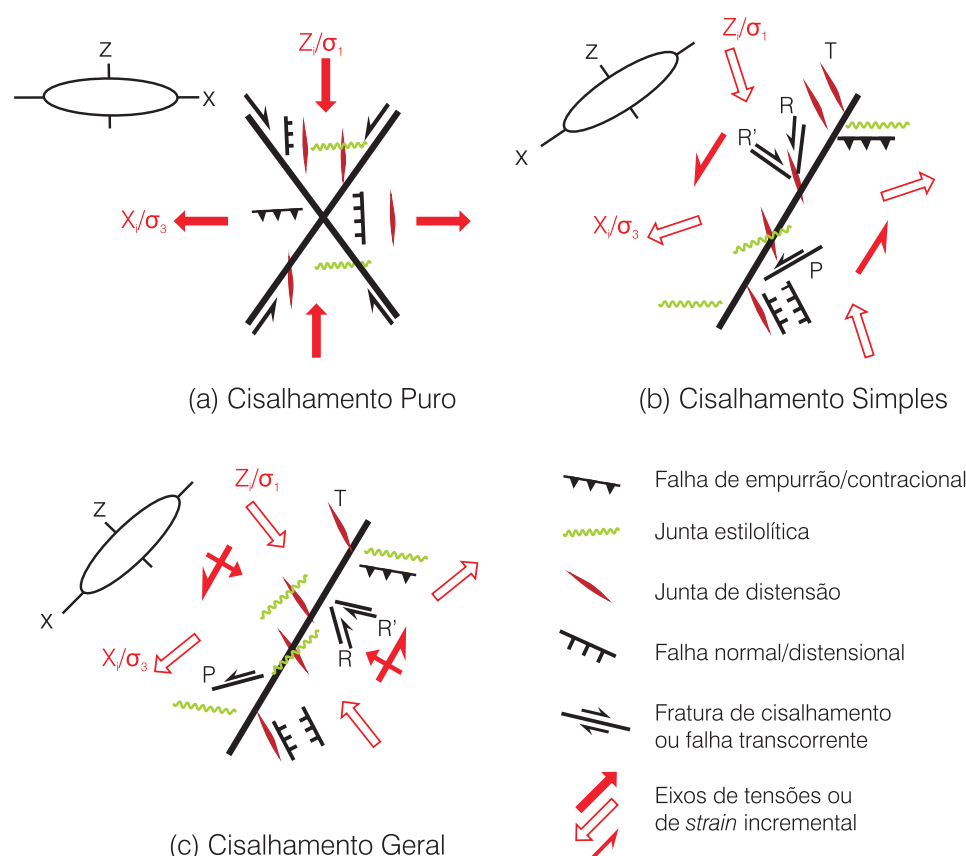



Figura 3.1.4 - Regimes de fluxo e estruturas frágeis resultantes. Atentar para o tipo e relação angular das fraturas desenvolvidas. O esboço é válido para mapa ou cortes verticais, em escala que varia de mesoscópica (afloramento) a macroscópica (área, região). Todavia, as falhas representadas pelo símbolo usual de dupla seta configuram, em mapa, um contexto de transcorrência – comparar com a figura 3.1.5 (ou seja, a figura representa adequadamente a visão em mapa apenas no caso das falhas transcorrentes). No cisalhamento geral, o componente de cisalhamento puro poderia ser de contração (conforme representado em (c); corresponderia a uma cinemática de **transpressão** no contexto de transcorrência) ou de dilatação (designado de **transtração** no caso de transcorrência). Os esboços correspondem à seção XZ do elipsóide de *strain*, também referido como a **seção de movimento**. O eixo Y é normal ao plano da figura e em (b) representa um eixo de deformação nula. Por simplicidade e convenção, os eixos Z/σ_1 são representados por setas que indicam encurtamento/compressão, enquanto X/σ_3 sinalizam estiramento/tração, respectivamente, nesta e em outras figuras deste capítulo. A representação dos elipsóides de *strain* finito com um contorno suavizado é adequado para a deformação dúctil. Na deformação frágil aqui abordada, esse contorno estaria recortado por descontinuidades, numa escala de maior detalhe.

Em função da orientação dos eixos de tensões na crosta ou litosfera (mais uma vez, condicionados pelo movimento relativo de blocos crustais ou das placas), são distinguidos os **regimes de deformação** (ou **regimes cinemáticos**) **distensionais**, **contracionais** e **transcorrentes** (figura 3.1.5). Cada um deles pode operar sob condições de cisalhamento puro, simples ou geral, o que também depende da escala considerada.

Cada um desses regimes cinemáticos é caracterizado pela predominância de um tipo de falha específico: (a) as falhas normais ou falhas distensionais; (b) os empurrões/falhas inversas ou falhas contracionais; e (c) as falhas transcorrentes. A figura 3.1.5 ilustra a orientação de falhas e juntas de distensão em cada um desses regimes, assumindo deformação por cisalhamento puro. No regime transcorrente, com deformação por cisalhamento geral, as combinações dos componentes originam os casos de transpressão (ilustrado pela figura 3.1.4c) ou de transtração, nos quais são características as falhas de rejeito oblíquo (direcionais com componentes inverso ou normal, respectivamente) e as estruturas em flor.

Em adição, a geometria 3-D das falhas é mais complexa (Davison, 1994 e outras referências no texto). Além das fraturas de 2ª ordem, diferentes tipos de falhas podem funcionar mecanicamente integrados, em coerência cinemática: falhas de transferência ou rampas laterais; falhas contracionais ou distensionais em zonas de ponte ou de escalonamento em transcorrências; zonas de descolamento, etc. A figura 3.1.6 ilustra alguns desses casos.

A atuação desses regimes de cisalhamento é função do movimento diferencial de blocos na crosta da Terra (ou em maior escala, das placas litosféricas) e também depende da geometria dos limites dos blocos e da escala considerada.

As figuras 3.1.4 e 3.1.5 simplificam os três regimes cinemáticos. Todavia, na natureza, tais regimes são

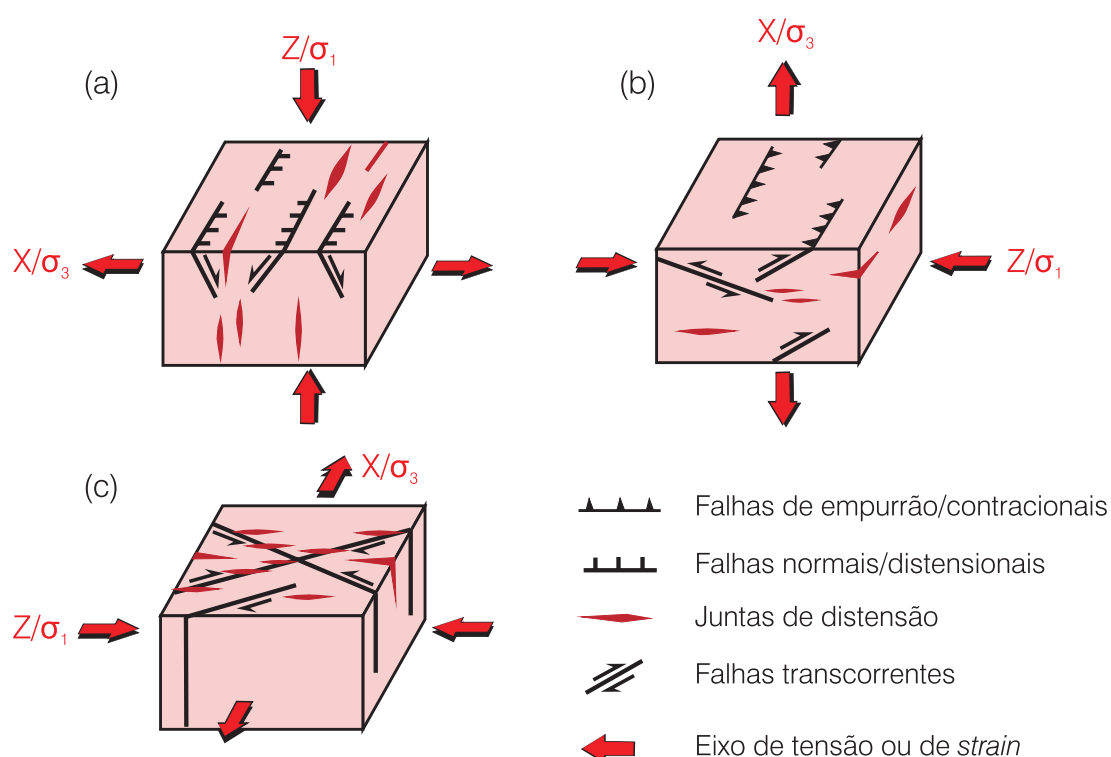



Figura 3.1.5 - Falhas, eixos de *strain* e de tensões, e regimes cinemáticos, assumindo para todos um modelo de fluxo do tipo cisalhamento puro. Por simplicidade e além das falhas, foram representadas apenas as juntas de distensão, em cada caso. O eixo σ_2 é sempre ortogonal aos demais. Foi adotada a convenção de representar Z/σ_1 como encurtamento/compressão e X/σ_3 como estiramento/tração. Todavia, qualquer um (ou todos) dos três eixos pode ser compressivo ou trativo (ou neutro), embora necessariamente obedecendo à relação X >= Y >= Z (ou $\sigma_1 >= \sigma_2 >= \sigma_3$). Para os objetivos deste trabalho, a escala visualizada varia de mesoscópica (afloramento) a macroscópica (área, região).

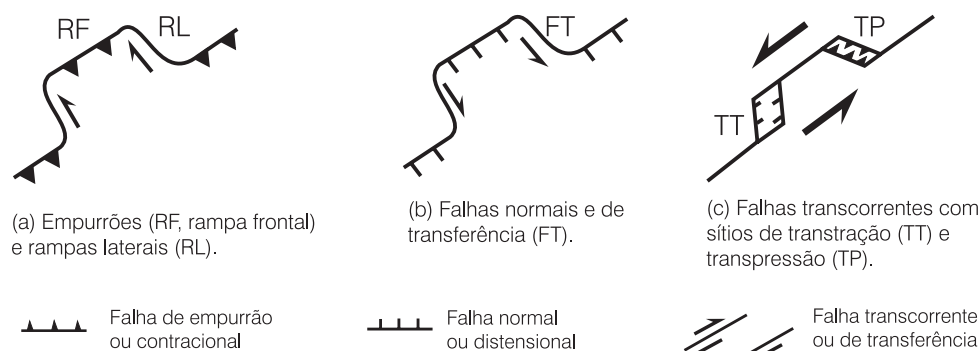



Figura 3.1.6 - Conexões e a geometria 3-D dos tipos básicos de falhas. Em qualquer um dos regimes cinemáticos principais (contracional, distensional, transcorrente), falhas de rejeito direcional são contemporâneas e ocorrem lateralmente associadas a falhas normais, inversas ou oblíquas. Esboço em plano horizontal, em escala que varia de mesoscópica (afloramento) a macroscópica (área, região).

transicionais entre si, como ilustrado na figura 3.1.7. Nos regimes com cinemática oblíqua (riftes com abertura oblíqua, colisões oblíquas etc.), ocorrem falhas oblíquas com componentes de empurrão ou movimento normal, ou estruturas de transpressão ou transtração (estruturas em flor etc.). Falhas oblíquas também são desenvolvidas em regimes de tensões ou de *strain* triaxiais, ou quando formadas por reativação de fraturas pré-existentes (Hancock, 1985; Angelier, 1994).

Regimes de distensão caracterizam riftes continentais ou oceânicos. Com a separação e deriva dos continentes, este tipo de regime deformacional fica preservado na seção inferior das margens continentais passivas e seu embasamento, ou no próprio interior continental, no caso de riftes não evoluídos, ditos "abortados", exemplificado pelas bacias eocretáceas da margem continental brasileira. Os regimes de contração tipificam margens continentais ativas (a exemplo dos Andes) e cadeias de montanhas colisionais; no caso brasileiro, a maior parte das estruturas frágeis deste tipo de regime foram desenvolvidas em etapas tardias dos processos colisionais do ciclo orogênico Brasiliano, há 550-500 Ma. Os regimes de transcorrência, que envolvem a atuação de eixos de encurtamento e

de estiramento, ortogonais entre si e tangenciais à superfície da Terra, podem ser encontrados em uma ampla variedade de ambientes, nos limites (ditos transformantes) de placas ou no seu interior. No bloco brasileiro, os regimes de transcorrência atuaram em várias etapas da evolução precambriana a fanerozóica, desde as cadeias orogênicas brasilianas ou mais antigas (em colisões oblíquas e contextos de extrusão lateral de blocos) até os regimes neotectônicos, onde a compressão Andina e a expansão do Atlântico transmitem tensões compressivas através da Placa Sul-Americana. Mais recentemente, foi constatado que as cadeias orogênicas, tradicionalmente caracterizadas por estruturas contracionais (dobras e falhas inversas), podem sofrer processos de colapso tardio, em zonas fortemente espessadas e soerguidas, gerando estruturas distensionais que procuram restabelecer o equilíbrio de massas (ver descrições em Park, 1988; Hancock, 1994; Choukroune, 1995; van der Pluijm & Marshak, 1997; Moores & Twiss, 1995).

Figura 3.1.7 - Movimento relativo de blocos crustais ou litosféricos (placas), regimes cinemáticos e estruturas induzidas nos seus limites. O diagrama é esquemático e representa a superfície da Terra (visão em mapa), numa escala variando de uma grande área a (sub)continental. No centro do diagrama, estão representados dois blocos/placas na posição original, adjacentes. As várias setas indicam o movimento relativo dos blocos, que na periferia da figura estão deslocados entre si, lateralmente (linha horizontal no centro do diagrama), ortogonalmente (coluna vertical no centro, incluindo lacunas ou áreas de sobreposição dos blocos deslocados) ou obliquamente (diagonais da figura). As estruturas resultantes estão representadas esquematicamente ao lado de cada par de blocos. As abreviaturas são: IC, falhas inversas ou contracionais; ND, falhas normais ou distensionais; TD e TS, falhas transcorrentes dextrais e sinistrais, respectivamente; ODD/TTD e ODS/TTS, falhas oblíquas distensionais/transtrativas, dextrais e sinistrais, respectivamente; OCD/TPD e OCS/TPS, falhas oblíquas contracionais/transpressivas, dextrais e sinistrais, respectivamente.

3.1.4 Cronologia e Nível Crustal da Deformação

As condições externas (pressão litostática, temperatura, fluidos, taxa de *strain*) que governam a deformação de minerais e rochas, ativando diferentes mecanismos na escala de agregados cristalinos ou da própria rede cristalina, são agora bem conhecidas (referências em Geologia Estrutural e Tectônica, citadas no item precedente). Conseqüentemente, o nível crustal de desenvolvimento das estruturas pode ser inferido com base em microtexturas e nos marcadores cinemáticos impressos nas rochas, em especial, o tipo de preenchimento, veios e películas minerais em juntas de distensão e falhas (minerais do *fabric* em zonas de cisalhamento dúcteis ou em análogos, afetando rochas argilosas). Adicionando relações de interseção mútua e sua assinatura em diferentes marcadores (diques, precipitados, foliações), unidades estratigráficas ou feições geomorfológicas, é possível reconstituir uma seqüência cronológica da deformação frágil, o que vai subsidiar a avaliação do papel de cada sistema/geração de fraturas no condicionamento da água subterrânea ou de outros bens econômicos.

Os diversos conjuntos de fraturas compõem uma trama que, a princípio, pode ter um papel apenas "passivo", no sentido de prover espaços abertos para o movimento ou acúmulo de água, em especial quando o terreno é soerguido e descomprimido. A interconectividade de sistemas de fraturas é determinada pela sua geometria original e pelas interseções com outras famílias, especialmente as mais jovens (Bradbury & Muldoon, 1994; Aydin, 2000). Todavia, a maior ou menor "abertura" (e conseqüente favorabilidade ao fluxo e armazenamento de fluidos) de cada conjunto de fraturas, na sua posição atual na crosta, não tem relação direta, *a priori*, com sua cinemática original, vigente em épocas antigas. Neste sentido, os campos de tensões "neotectônicos", ou de idade holocênica, é que podem influenciar mais diretamente sobre o grau de "abertura" de cada família de planos. Sua configuração deve ser estabelecida com base em estruturas reconhecidamente jovens (impressas em unidades estratigráficas de idade neógena, p.ex.), em feições morfotectônicas ou a partir de dados sismológicos (soluções de mecanismo focal em falhas ativas).

Os eventos de deformação frágil estão superimpostos às estruturas dúcteis do substrato cristalino, sendo que o reconhecimento dessa trama profunda, em geral creditada ao último evento orogênico regional, é também importante, embora não condicione diretamente as ocorrências de água subterrânea, salvo pela atuação do intemperismo (ver adiante). A evolução geológica subseqüente, nos terrenos cristalinos, envolve um longo processo de soerguimento e exumação de níveis mais profundos, continuamente e/ou em "pulsos". Considerando o nível atual de erosão (exposição do substrato

rochoso) e a evolução no tempo, as seguintes situações podem ser encontradas em afloramentos de rochas cristalinas pré-cambrianas:

(i) os conjuntos de fraturas mais antigos apresentam feições indicativas de níveis crustais mais profundos, ou seja, indicadores cinemáticos de temperatura mais elevada; em geral, os eventos subseqüentes exibem feições indicativas de níveis crustais gradativamente mais rasos, representados por estruturas mais "frias";

(ii) um plano de fratura "antigo" pode ser reativado com o desenvolvimento de uma segunda família de estrias (*slickenlines*), as quais, em geral, são de temperatura mais baixa;

(iii) unidades estratigráficas mais antigas, a exemplo do embasamento cristalino, tendem a mostrar múltiplos sistemas de fraturas, com sucessivas reativações, o que torna necessário separar os conjuntos de diferentes idades, para identificação dos respectivos modelos cinemáticos (figuras 3.1.4 e 3.1.5; ver discussão de exemplo no próximo item). Ao contrário, unidades mais jovens e coberturas sedimentares exibem arranjos mais simples e mais facilmente correlacionáveis com os modelos citados, salvo nos casos de herança tectônica, quando fraturas reativadas no embasamento impõem *trends* peculiares a uma cobertura;

(iv) nas bordas de bacias tipo rifte, um regime de fluxo de calor mais elevado, durante sua evolução, pode conduzir à formação de estruturas relativamente "quentes", em comparação a regiões distais (com fraturas mais "frias"); os processos de exumação tectônica sinrifte e subseqüente denudação podem modificar o ordenamento previsto nos parágrafos precedentes.

Levando em conta que os fenômenos de percolação e acumulação de água são geologicamente muito recentes e superficiais, é muito difícil conceber um relacionamento direto (exceto indiretamente, através da atuação do intemperismo; ver adiante) com as estruturas dúcteis (dobras, foliações, zonas miloníticas) de idade pré-cambriana, originadas em ambiente crustal profundo (há mais de 500 Ma, nos escudos cristalinos do Brasil e da África). Nesse sentido, classificações de juntas ou fraturas, de acordo com a sua orientação em relação às estruturas dúcteis regionais, de idade pré-cambriana, podem ser desprovidas de utilidade prática na identificação de zonas favoráveis ao acúmulo de água subterrânea.

3.1.5 O Contexto Tectônico Regional e suas Implicações: o exemplo da Borborema

Em cada região da crosta continental, a deformação frágil pode ser caracterizada em termos geométricos e cinemáticos, compondo sucessivos eventos que podem ser alocados nos seus respectivos nichos no espaço (incluindo a profundidade na crosta) e, com auxílio de métodos cronoestratigráficos, no tempo. Técnicas de termocronologia (^{39}Ar - ^{40}Ar, traços de fissão, U/Th-He e outras), comparando datações geocronológicas com as temperaturas de fechamento de diferentes minerais, constituem uma importante ferramenta para esta tarefa. A integração de dados através de áreas de escala (sub)continental permite relacionar esses episódios a processos nas margens ou no interior de placas, em arranjos pretéritos (neoproterozóicos, mesozóicos) ou atuais, aos quais correspondem sistemas de tensões específicos.

Tendo em vista a experiência dos autores, o Nordeste do Brasil ou, mais especificamente, a Província Borborema (Almeida & Hasui, 1984; Cordani *et al*., 2000; Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, 1998; figura 3.1.8), são aqui discutidos como exemplo do arcabouço estrutural de uma região de escala subcontinental, a ser considerado na análise do fraturamento nos maciços cristalinos. O último evento de deformação dúctil nesta província foi o ciclo orogênico Brasiliano, desenvolvido no intervalo 650-530 Ma. Com o soerguimento regional e exumação do terreno, já no Cambro-Ordoviciano, estruturas frágeis tardi-brasilianas foram desenvolvidas e hoje estão expostas, sendo caracterizadas por marcadores cinemáticos relativamente "quentes", a exemplo de fraturas preenchidas por veios de quartzo, pegmatito, mica branca, sericita, clorita e outros minerais de origem hidrotermal. Estas feições e minerais sugerem profundidades da ordem de 4 a 6 km (o que é função do gradiente geotérmico estimado para este intervalo de tempo) para a formação dessas estruturas. Na Faixa Seridó e em outros domínios adjacentes no Nordeste do Brasil, o fraturamento tardi-brasiliano, dominantemente com forte mergulho, também é reconhecido pela sua relação geométrica com lineações de estiramento e zonas miloníticas transcorrentes NE/NNE; p.ex., as fraturas de distensão são ortogonais ou escalonadas, bissectando falhas e fraturas de cisalhamento (Jardim de Sá, 1994). A Figura 3.1.9a reproduz simplificadamente os *trends* de fraturas observados neste intervalo cronológico.

A tectônica no restante do Paleozóico é pouco conhecida. Durante todo o Cretáceo inferior, o processo de separação continental e criação do Oceano Atlântico Sul imprimiu outros conjuntos de fraturas, numa evolução complexa, polifásica (Matos, 1992; 1999; 2000), com feições que refletem níveis crustais, comparativamente ao conjunto de estruturas (a) precedente. O intervalo de profundidades envolvido, e hoje exposto, estaria na faixa de 2 a 5 km. Os eixos de rifteamento no interior e na margem do continente obedeceram inicialmente a uma direção de distensão NW, com eventos precoces que mostram uma deflexão nessa direção para N-S a NNW (figura 3.1.9b). Em uma etapa subseqüente, no Aptiano, a Margem Equatorial do continente foi estruturada em transcorrências dextrais E-W e falhas normais-oblíquas NW (figura 3.1.9b). Lineamentos NE,

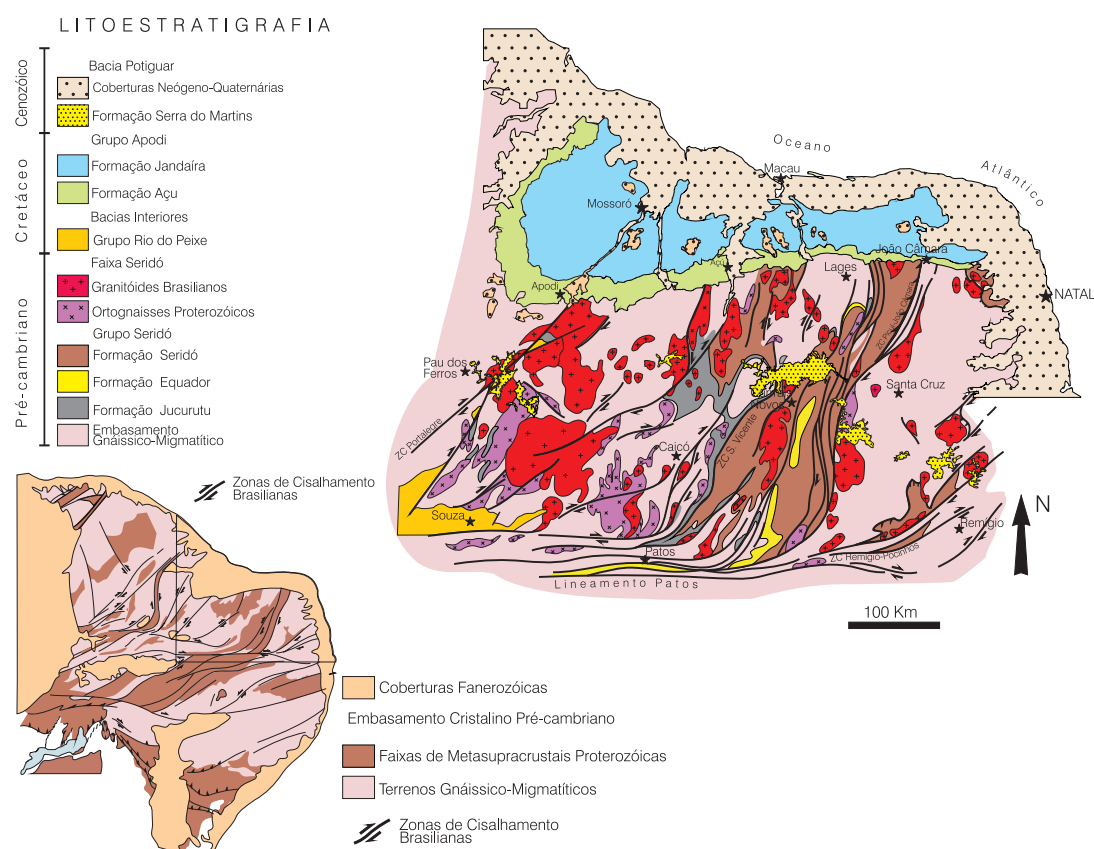



Figura 3.1.8 - (a) Arcabouço tectônico da Província Borborema e bacias fanerozóicas, Nordeste do Brasil. (b) O detalhe reproduz a Faixa Seridó e, a norte, a Bacia Potiguar. Adaptado de Jardim de Sá (1994) e do Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte (1998).

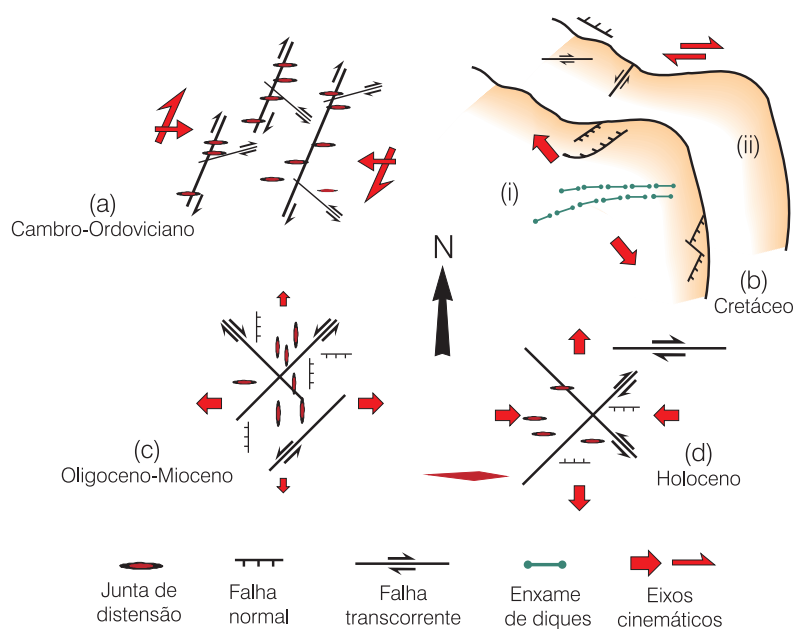



Figura 3.1.9 - Cinemática dos principais episódios de deformação e estruturas frágeis fanerozóicas na Faixa Seridó e domínios adjacentes (Província Borborema, Nordeste do Brasil), com representação em mapa. Em (b), observar o contorno da linha de costa no extremo Nordeste. Os eixos cinemáticos podem ser relacionados a sistemas de tensões e de *strain*, como ilustrado nas figuras 3.1.4 e 3.1.5. (a) Cambro-Ordoviciano, durante a exumação da cadeia colisional/transpressiva brasiliana. (b) À esquerda (i), rifteamento no Cretáceo inferior (Neocomiano ao Aptiano/Albiano médio) sucedido pela (ii) evolução transformante ao longo da Margem Equatorial, a partir do Aptiano. (c) Domeamento intraplaca durante o Terciário (Oligoceno-Mioceno), cujos efeitos são sumperimpostos (e eventualmente dominantes) sobre outros regimes contemporâneos. (d) Tectônica holocênica: compressão E-W através da Placa Sul-Americana, provavelmente ativa desde o final do Cretáceo. Na Margem Equatorial, o regime b(ii) apresenta evolução cronológica similar. Os esboços de estruturas estão orientados, mas são esquemáticos em escala.

no continente, foram reativados com cinemática inversa ou oblíqua antitética, sinistral (Matos, 2000; Jardim de Sá, 2001; Sousa, 2002; Antunes, 2004).

A partir do final do Cretáceo, o regime tectônico vigente deve ter sido similar ao atual (figura 3.1.9d), que tipifica as margens continentais passivas, evoluídas a partir de limites de placas divergentes (caso da Margem Atlântica Leste, de Natal para sul) ou transformantes (caso da Margem Atlântica Equatorial, de Natal para oeste/NW).

Na margem e em boa parte do interior continental, estão bem caracterizadas falhas transcorrentes e normais filiadas a um regime com eixo principal de tensão σ_1 N-S, possivelmente refletindo um regime com distensão geral no plano horizontal (σ_1 correspondendo a um valor de distensão mínima). Falhas normais, juntas de distensão e fraturas híbridas são comuns neste evento (figura 3.1.9c). Essas estruturas cortam os sedimentos neocretáceos da Bacia Potiguar, penetram no cristalino (onde, em geral, reativam fraturas mais antigas, tardi-brasilianas) e também afetam as formações Serra do Martins (paleógena, ocorrendo em platôs interioranos) e Barreiras, esta última na costa. Esse regime tectônico foi ativo pelo menos no intervalo Oligoceno-Mioceno. O nível crustal dessas estruturas é bastante raso, estimado como inferior a 1 ± 0,5 km. Preenchimentos de fraturas com calcedônia e óxidos/hidróxidos de ferro são freqüentes neste conjunto de fraturas. O mecanismo tectônico para gerar a distensão geral no plano horizontal ainda não está bem explicado. Coincidentemente, durante o Terciário, registra-se a presença de um outro elemento tectônico, uma província magmática alcalina, intraplaca (o Vulcanismo Macau; Carneiro *et al*., 1989), que pode ter contribuído, pelo efeito de domeamento térmico, para o soerguimento do Planalto da Borborema (figura 3.1.10). Esse arcabouço tectônico ainda está em processo de detalhamento (Jardim de Sá *et al*., 1999; 2005; Jardim de Sá, 2001).

3.1.6 Neotectônica e a Evolução Crustal Holocênica

Várias investigações confirmam o papel do campo de tensões atual em ditar o comportamento "aberto" ou "fechado" das fraturas, com correspondente implicação na sua capacidade hídrica (Carlsson & Olsson, 1980-81; Heffer & Lean, 1993; Sibson, 1994; Banks *et al*., 1996; Barton *et al*., 1997; Aydin, 2000; Fernandes & Rudolph, 2001).

A definição temporal da neotectônica é variável, entre autores e regiões, mas, de um modo geral, englobaria o período de tempo durante o qual o regime tectônico atual esteve vigente. No Nordeste do Brasil, este lapso cronológico inicia no Holoceno e pode se estender a todo o Neógeno (Saadi, 1993), ou mesmo a um marco de tempo mais antigo. A definição de campos de tensões com base em dados sismológicos (a sismotectônica) ou nas medidas diretas em poços, como disponíveis

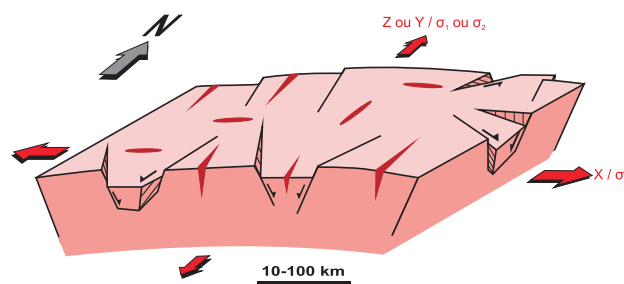



Figura 3.1.10 - Modelo cinemático para a deformação de idade oligoceno-miocênica na crosta superior do extremo nordeste do Brasil (Jardim de Sá *et al*., 1999). O alçamento do Platô da Borborema é atribuído a uma anomalia térmica (pluma mantélica); a porção superior, frágil, da litosfera (incluindo boa parte da crosta continental) teria sido submetida a uma distensão geral (esforços tracionais) no plano horizontal, mais acentuada na direção E-W. Variações na pressão litostática (ocasionadas por processos de erosão ou deposição) e na pressão de fluidos ocasionam permutações entre eixos de magnitude similar (σ_1, σ_2), conduzindo à formação alternada de transcorrências e falhas normais.

no Nordeste do Brasil (Lima *et al*., 1997; Ferreira *et al*., 1998; Lima Neto, 1998), são ferramentas das mais importantes para identificar os sistemas de tensões atuais. No Planalto da Borborema, interior do Nordeste setentrional, diferentes tipos de dados definem este campo de tensões em termos de contração/compressão (Z/σ_1) E-W e tração (X/σ_3) N-S. No prisma de sedimentos na borda continental, o sistema de tensões é mais complexo (Assumpção, 1992; Lima Neto, 1998; Jardim de Sá, 2001), mas essas considerações são de menor importância no momento.

Dados morfotectônicos também podem ser utilizados para conhecer os sistemas de tensões recentes (Saadi, 1993; Bezerra *et al*., 1998; Nascimento da Silva & Jardim de Sá, 2000). Nesse sentido, a neotectônica também interfere e se reflete na rede de drenagem, nos blocos soerguidos e rebaixados e, conseqüentemente, nos processos de erosão, intemperismo e deposição de coberturas, os quais são fatores a serem considerados no processo de locação de poços.

A deformação neotectônica vai gerar estruturas novas em marcadores (rochas, unidades litoestratigráficas) recentes e mesmo de idade neógena, como a Formação Barreiras (Bezerra *et al*., 1998; 2001; Coriolano, 2002), o que precisa melhor a sua idade relativamente jovem. Em muitos outros casos, a deformação neotectônica, rasa, pode estar impressa em unidades estratigráficas mais antigas, mesozóicas ou mesmo paleozóicas (Hancock & Engelder, 1989). No cristalino pré-cambriano, a geração de novas fraturas é bastante restrita ao nível da superfície atual, como no caso da Falha Sísmica de Samambaia, em João Câmara, RN (Coriolano *et al*., 1997).

A situação mais comum, no embasamento cristalino, é a reativação da trama de fraturas pré-existentes (principalmente de idade cambriana ou eocretácea), como já foi demonstrado em sítios localizados, com auxílio de marcadores muito jovens e de nível crustal raso (precipitados minerais ou preenchimentos por cascalho; Coriolano *et al*., 1997, 2000; Menezes & Jardim de Sá, 1999), ou por feições morfotectônicas (Nascimento da Silva & Jardim de Sá, 2000). Sistemas de fraturas fotointerpretadas, com evidência de movimentação neotectônica (cenozóica), exibem correlação com vazões de poços elevadas, nas suas adjacências, exemplificando um outro tipo de abordagem encontrada na literatura (Fernandes & Rudolph, 2001). O tipo de reativação em cada fratura será função da sua orientação em relação ao elipsóide de tensões neotectônicas local. Se não conhecido, este último pode ser estimado a partir do sistema de tensões neotectônicas regionalmente ativo. Outros fatores influentes incluem a pressão de fluidos nas rochas e fraturas, e a resistência coesiva das mesmas (parâmetro "c" do critério de ruptura de Coulomb), ditada pelo selamento ou abertura prévia (inclusive pelo intemperismo) das fraturas (figura 3.1.3c).

3.1.7 Implicações do Contexto Tectono-Estrutural para a Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos

A Reativação Neotectônica da Trama de Fraturas Pré-Existentes

A partir do último parágrafo do tópico precedente, este item de implicações pode iniciar considerando o modo de reativação neotectônica da trama de fraturas pré-existentes. Vários trabalhos reportam resultados consistentes (Carlsson & Olsson, 1980-81; Heffer & Lean, 1993; Banks *et al.*, 1996; Barton *et al*., 1997; Finkbeiner *et al*., 1997; Aydin, 2000; Fernandes & Rudolph, 2001), nos quais as fraturas orientadas em baixo ângulo (subparalelas) ao eixo de compressão principal (σ_1 ou Z, eixo de contração máxima ou distensão mínima) são aquelas mais "abertas" e, desse modo, funcionam como juntas de distensão, apresentando maior permeabilidade e conseqüente capacidade hídrica. Em situação oposta encontram-se as fraturas em forte ângulo com σ_1/Z, as quais corresponderiam a fraturas "fechadas", em função de um componente de contração máxima ou de distensão mínima. Podem ser visualizadas várias situações "intermediárias" possíveis, equivalentes a fraturas de cisalhamento ou fraturas híbridas. Esta regra oferece, pelo menos como primeiro indicativo, uma relação simples, fundamentada e útil, para avaliação do potencial das fraturas em termos de condução ou armazenamento de fluidos no cristalino (figura 3.1.11). Também fica clara a inexistência de uma relação direta entre fraturas antigas, pré-cambrianas ou eocretáceas, de natureza dilatacional (em especial, juntas de distensão preenchidas por veios aplíticos, pegmatíticos, de quartzo ou diabásio), e seu comportamento atual "aberto" ou "fechado", o qual é prioritariamente controlado pelo campo de tensões neotectônico.

No Nordeste setentrional, existe uma coincidência da direção de distensão principal (X), horizontal N-S (variando de NNW a NNE), em tempos tardi-brasilianos, no início do Cretáceo e no Holoceno, o que condicionaria, em cada período citado (ver figura 3.1.9), o funcionamento de fraturas E-W como estruturas de distensão, preenchidas por diques ou controlando o fluxo de água subterrânea nos diferentes casos. Obviamente, tal coincidência é fortuita, pois o contexto geodinâmico desses campos de *strain* e de tensões é completamente distinto em cada caso. A distinção entre fraturas "antigas" e "jovens" pode ser esboçada com critérios de campo, o que permite uma avaliação mais adequada do seu significado tectônico e potencial para canalizar ou armazenar água subterrânea e outros fluidos geológicos. Em terrenos cristalinos, a determinação dos sistemas de tensões atuais (neotectônicos), em escala local, sofre severas restrições pela escassez de marcadores apropriados, o que pode ser superado com inferências regionais (p.ex., correlação com os sistemas de fraturas reconhecidos em unidades estratigráficas mais jovens), dados morfotectônicos e o exame detalhado do fraturamento, com especial atenção a *slickenlines* compostos por argilominerais fibrosos e outros indicadores cinemáticos de nível crustal muito raso (Coriolano *et al*., 1997,2000; Menezes & Jardim de Sá, 1999; Nascimento da Silva & Jardim de Sá, 2000).

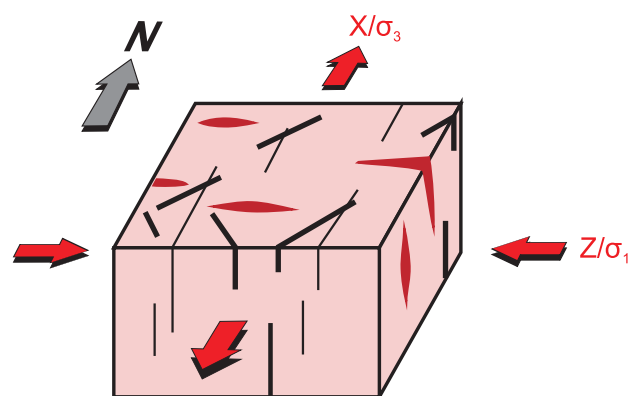



Figura 3.1.11 - Abertura de fraturas em relação a campos de tensões neotectônicos (exemplo do Nordeste do Brasil, mas, também válido para amplas regiões no interior do país). Fraturas em alto ângulo com σ_3 (ou subparalelas a σ_1) são preferencialmente "abertas" e, em tese, mais favoráveis em termos de capacidade hídrica. Na figura, a espessura do traço das fraturas é proporcional ao seu comportamento de dilatação recente. A escala visualizada é de uma pequena área.

Natureza e Geometria das Zonas de Fraturas

No tocante a uma fratura específica, o estudo de rochas de falhas (brechas e cataclasitos) e mineralizações hidrotermais deixa clara a possibilidade de geração de uma trama porosa e permeável, comumente referida como uma **zona de danos** (Aydin, 2000), através da qual podem circular volumes expressivos de fluidos (Sibson, 1977, 1981, 1994; Muir Wood, 1994). Quando cimentados, brechas e cataclasitos reduzem consideravelmente sua permo-porosidade, que, todavia, pode ser restabelecida em um novo pulso de movimento e fraturamento. O resultado final desses ciclos é variável, todavia, em condições muito rasas, as brechas tendem a ser incoesivas e permo-porosas, em função da irregularidade na precipitação do(s) fluido(s) cimentante(s), ou mesmo da sua ausência, face à sua precipitação em maior profundidade. Juntas de distensão podem experimentar repetidos ciclos de abertura e preenchimento, em um mecanismo referido como *crack-seal* (Ramsay & Huber, 1987; Dunne & Hancock, 1994). Deste modo e no tocante a fraturas antigas, o seu potencial para canalizar e/ou armazenar fluidos é variável e controlado por múltiplos fatores: orientação, abertura, rugosidade, selamento, reativações e outros (ver capítulo 3.2). Uma junta de distensão, ou uma zona de falha com múltiplas interseções, teoricamente constituindo estruturas "abertas", com sítios dilatacionais, podem ser impermeabilizadas por precipitados minerais. Sua reabertura poderia se dar em uma ou ambas das seguintes instâncias:

(i) intemperismo do preenchimento (precipitados minerais e/ou rocha finamente cominuída), o que, todavia, também pode selar a fratura (ver adiante);

(ii) reativação da fratura, especialmente em contexto neotectônico.

O efeito do intemperismo, aumentando as condições de permo-porosidade ao longo das zonas fraturadas (que deste modo podem ser preenchidas com água; ver adiante), constitui um fator decisivo para tornar a zona de fratura, em profundidade, "visível" a um método geofísico, particularmente aos métodos elétricos (capítulo 4.2).

A geometria dos sistemas de fraturas deve ser estudada em cada caso, aqui incluída a sua classificação em conjuntos com idade similar ou distinta, e cinemática própria. O grau de detalhe a ser aplicado nesse tipo de estudo é variável, mas combina a correlação entre fraturas nos afloramentos (ou seja, esboços em escala mesoscópica) e em fotografias aéreas ou imagens de satélite com alta resolução. As escalas de trabalho podem variar de 1:100 a 1:10.000, ou numa ordem de grandeza similar, em torno do sítio de locação sob exame. O padrão tridimensional das fraturas levantado por esses métodos, com ou sem auxílio de técnicas geofísicas, tem implicações no tocante à caracterização de interseções e influência na conectividade do sistema (Black, 1994). O aspecto mais simples, a ser inicialmente considerado pelo hidrogeólogo, é a possível extensão das fraturas em profundidade. Quanto mais profunda, maior a probabilidade de drenarem e estocarem água, inclusive pela possibilidade de se interconectarem com outras estruturas. Estatisticamente, essa extensão pode ser avaliada pela dimensão média das fraturas fotointerpretadas ou identificadas no campo. Todavia, a consideração da forma da fratura, em relação ao nível de erosão, deixa clara a possibilidade de surpresas nas locações (figura 3.1.12). Freqüentemente, as fraturas exibem um perímetro elíptico (embora irregular), com eixo maior subhorizontal (Davison, 1994; Nicol *et al.*, 1996, p.ex.). A depender do nível de erosão atual, uma fratura pode se expor na sua dimensão máxima aproximada (se o nível de erosão resulta numa interseção ao longo da porção mediana da estrutura), ou pode aumentar (corte no topo da fratura) ou diminuir (corte na sua porção inferior) com a profundidade. Tal fato reforça a necessidade de aplicação de métodos geofísicos na locação de poços.

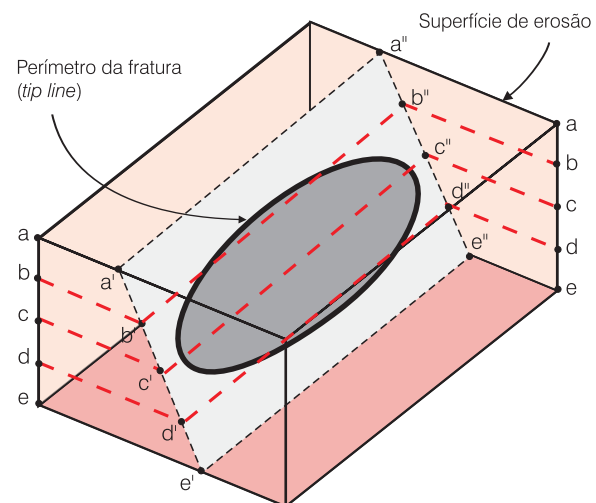



Figura 3.1.12 - Nível de erosão e extensão de fraturas em profundidade. As letras identificam diferentes níveis de erosão possíveis, em relação à fratura representada: (a) corresponde a um nível raso, e (e) a um nível mais profundo. O desenho tem aplicação geral e a fratura pode corresponder a uma junta ou a uma falha, a um plano único ou, mais comumente, a uma família de planos adjacentes e subparalelos, embora também possam ocorrer estruturas menores, com orientação distinta; a escala visualizada é de uma pequena área, mas pode ser variável. O termo "fratura cega" (a) corresponde a uma estrutura não aflorante. Os casos (b) e (c) correspondem a fraturas com bom potencial para conduzir e/ou armazenar fluidos (por vezes inesperado, caso b). Em (d), a fratura desaparece rapidamente em profundidade, conduzindo a resultados negativos na perfuração de um poço, mesmo tendo sido locado próximo a fraturas aflorantes.

Fraturas com alto ângulo de mergulho, ou subverticais, são de ocorrência dominante no Nordeste do Brasil/Planalto da Borborema, o que é decorrente da cinemática transcorrente ou distensional vigente durante o seu desenvolvimento, ao final do Pré-cambriano e no rifteamento eocretáceo, os dois episódios que apresentam deformações de magnitudes expressivas. Tal cinemática se repete no fraturamento Neógeno (comparar figuras 3.1.9 e 3.1.5). Já foi chamada a atenção, na literatura (Costa & Silva, 1997), de que nesses casos a perfuração de poços inclinados forneceria melhores resultados (vazões) em relação aos poços verticais usuais, permitindo interceptar múltiplas fraturas. Problemas tecnológicos, ligados ao bombeamento, restringem a aplicação deste princípio geométrico simples (figura 3.1.13).

A natureza da rocha e a magnitude das tensões envolvidas também influenciam na geometria do fraturamento. Tensões de grande magnitude, persistentemente ativadas, resultam em estruturas comparativamente maiores. Rochas cristalinas maciças, com anisotropias mais fracas (p.ex., foliações em granitóides pouco deformados), tendem a desenvolver fraturas mais longas, porém mais espaçadas, em relação àquelas presentes em rochas fortemente anisotrópicas (xistos, gnaisses com bandamento fino), nas quais o fraturamento tende a ser mais denso e com dimensões mais reduzidas. Em um mesmo litotipo foliado, a orientação dessa anisotropia pode ser favorável (baixo ângulo com σ_1) à sua reativação como juntas de distensão, que, neste caso, tendem a ser menores e mais densas; com os planos de anisotropia em ângulo mediano a forte com σ_1, as fraturas tendem a se desenvolver de modo mais espaçado e com maiores dimensões, com freqüente desenvolvimento de *slickenlines* (Bourguet *et al*., 1980-81, Twiss & Moores, 1992; Dunne & Hancock, 1994; van der Pluijm & Marshak, 1997; Aydin, 2000).

Interconexão de Fraturas

A interconexão de fraturas é avaliada como um fator extremamente positivo para desenvolver ou aumentar as condições de porosidade (fraturas abertas) e permeabilidade (fraturas interconectadas) das rochas. Assumindo o caso comum de fraturas predominantemente com alto ângulo de mergulho (como acima referido para o Nordeste/Planalto da Borborema), as interconexões podem ser formadas no encontro de diferentes famílias, ou quando as mesmas são interceptadas por fraturas de baixo ângulo, neste caso associadas à descompressão do terreno (figura 3.1.14). As fraturas de baixo ângulo permitem distribuir a água superficial infiltrada através de uma área mais ampla, com possibilidades de alimentar um maior número de fraturas em profundidade. Pela multiplicidade e interconexão das fraturas presentes (tipos T, R, R', P) em diferentes escalas, zonas de falhas

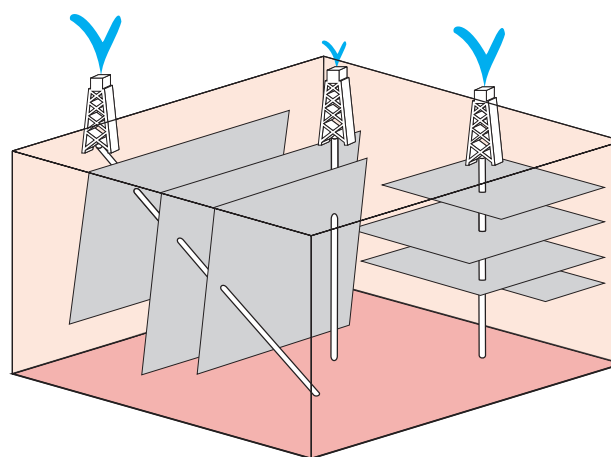



Figura 3.1.13 - O sucesso de um poço é função do número de fraturas produtoras interceptadas. Em regiões com fraturas dominantemente de alto ângulo de mergulho (como no Nordeste do Brasil; comparar com a figura 3.1.5a,c), os poços deveriam ser inclinados, de modo a interceptar um maior número de fraturas e assim obter maiores vazões. Poços verticais são mais adequados para regiões dominadas por fraturas de baixo ângulo (p.ex., zonas de empurrões, como na figura 3.1.5b). Ver discussões adicionais no texto.

(embora simplisticamente visualizadas como fraturas de cisalhamento, teoricamente "fechadas") podem ser tão ou mais interessantes quanto um sistema de juntas de distensão paralelas, estruturas abertas, mas que não necessariamente se interconectam, a não ser através de outros tipos de fraturas (Black, 1994; Aydin, 2000).

Em reservatórios de hidrocarbonetos imageados sismicamente, a distribuição de fraturas em 3-D permite mapear as interseções e conexões desses planos, e deste modo modelar as condições de fluxo e acumulação de fluidos, incluindo a compartimentação dos reservatórios (Maerten *et al*. 2006; Medeiros *et al*., 2008). A partir das falhas de maior dimensão (p.ex., aquelas mapeadas pela sísmica ou, no caso de um terreno cristalino, em fotografias aéreas), também é possível prever, em bases geomecânicas, a distribuição de falhas de menor porte (escala de afloramento) e sua influência nos padrões de fluxo no reservatório (Kattenhorn & Pollard 2001; Maerten *et al*. 2006). Esses resultados encontram aplicação na prospecção de água subterrânea através da melhor compreensão dos processos. Todavia, é difícil e oneroso, na prática de locação de poços no cristalino, mapear as falhas em 3-D, pois isso requer cobertura extensiva e detalhada com métodos geofísicos, idealmente através de uma combinação de métodos (ver exemplo em Nascimento da Silva *et al*., 2004) e, para o caso de uma discussão específica sobre o uso da eletrorresistividade, Ribeiro *et al.* (2001). Também a exemplo do que é feito em afloramentos análogos de reservatórios de petróleo (Aydin, 2000; Antonellini & Mollema, 2000; Laubach *et al*., 2000), é possível fazer quantificações do número de interseções de fraturas por área, em seção (na

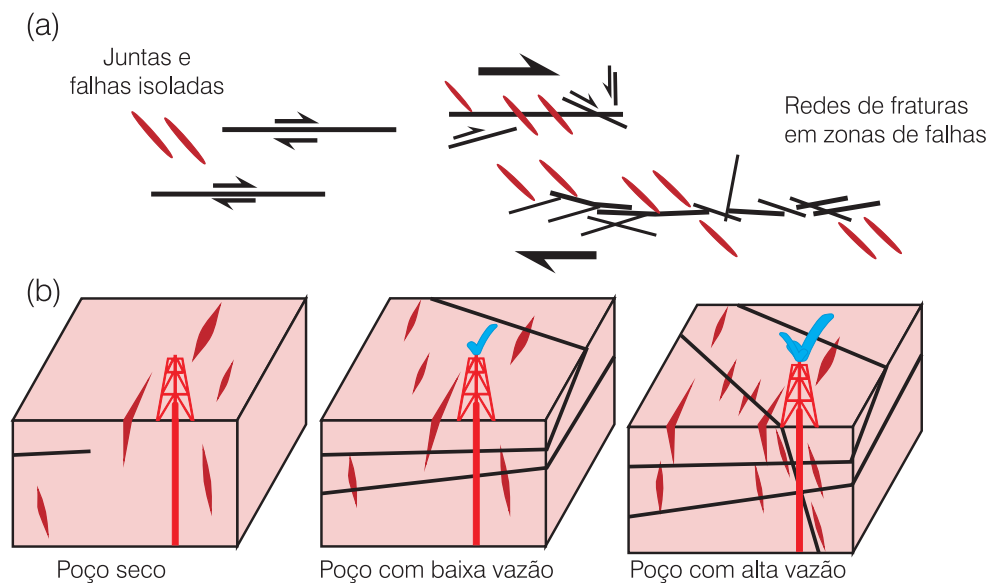



Figura 3.1.14 - Conectividade de fraturas e a permo-porosidade estruturalmente induzida em rochas cristalinas. Contrastar as situações: (a) à esquerda, juntas e falhas isoladas (menor favorabilidade, salvo grandes fraturas em orientação adequada, abertas) *vs*. à direita, uma rede de fraturas interconectadas ao longo de uma zona de falha (maior favorabilidade); o esboço se aplica a uma seção vertical (corte) ou mapa, em escala que varia de uma pequena área a uma extensa região; (b) da esquerda para a direita, os casos de fraturas isoladas (poço seco ou de baixa produção), fraturas de baixo ângulo conectando juntas de distensão isoladas (vazões medianas), idem, também conectando zonas de falhas (poços com maiores vazões). Simbologia de fraturas como na figura 3.1.4. Ver discussões adicionais no texto.

dependência de exposição vertical em afloramento natural ou pedreira) ou planta (mapeando afloramentos ou através de fotografia aérea de detalhe), no entorno do sítio de locação de um ou mais poços. Todavia, desconhecemos um trabalho sistemático que, a partir de um número estatisticamente expressivo de experimentos, relacione esse e outros parâmetros da geometria do fraturamento a resultados de vazões de poços para água.

Fluxo da Água Subterrânea e Sistemas Naturais de Bombeamento

Ao longo da trama de fraturas, o escoamento da água subterrânea obedece a:

(i) gradientes hidráulicos (usualmente referidos como "gradientes hidrostáticos", nos textos de Geologia Estrutural), se as fraturas preenchidas com água estão conectadas até a superfície, caso usual em fraturas rasas (figura 3.1.15a);

(ii) gradientes litostáticos, controlados pelo peso da coluna de rocha suprajacente, se as fraturas com água estão interrompidas ou seladas em direção à superfície (figura 3.1.15b), situação que tende a ocorrer em maior profundidade; ou

(iii) gradientes de origem neotectônica (figuras 3.1.15c e d). A combinação dessas possibilidades (que também interagem com tensões capilares e são influenciadas pela geometria de detalhe e a rugosidade da fratura; Costa & Silva, 1997), em cada sítio, pode imprimir uma anisotropia nas condições de fluxo ao longo do maciço rochoso, inclusive gerando **sistemas naturais de bombeamento**.

O predomínio dos gradientes tipo (i) e (ii) condicionaria linhas de fluxo com forte mergulho (ou forte *rake* no plano de uma fratura), embora a conexão de setores com pressões de fluido distintas possa originar fluxo transitório em fraturas de baixo ângulo, ou com linhas de fluxo subhorizontais em fraturas de alto ângulo. Por outro lado, tensões neotectônicas podem criar gradientes persistentes do tipo (iii), com orientação diversificada e inclusive subhorizontais (ou de baixo *rake*), numa variante de "bombeamento tectônico". Num sistema de falhas transcorrentes ativas (figura 3.1.15d; ver também a figura 3.1.16a), pode ser instalado um sistema de fluxo a partir dos sítios de transpressão, em direção aos espaços abertos, em transtração (aberturas em dominó ou *pull-apart*). Efeito semelhante pode ocorrer com outros tipos de falhas (normais e inversas), sendo regra a migração a partir dos sítios em contração para os sítios em dilatação. O funcionamento penecontemporâneo de fraturas de cisalhamento conjugadas, ou a reativação simultânea de quaisquer fraturas oblíquas entre si, podem resultar na "abertura" alternada de segmentos desses planos de cisalhamento (figura 3.1.16b), que, considerados numa condição estática, seriam usualmente avaliados como "fechados". Esses padrões de fluxo são bem conhecidos a partir do estudo de fluidos hidrotermais e de reservatórios de hidrocarbonetos (Sibson,

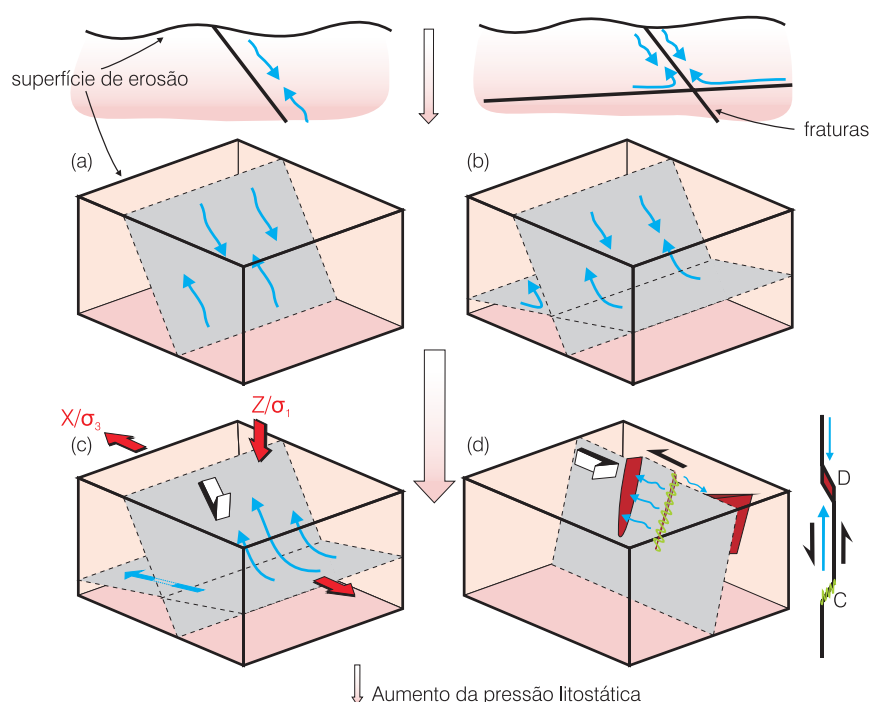



Figura 3.1.15 - Alguns condicionantes para o fluxo de fluidos ao longo de fraturas em rochas cristalinas, gerando sistemas naturais de bombeamento. (a) e (b) são situações na ausência de tensões neotectônicas, todavia presentes em (c) e (d). As setas azuis indicam o fluxo de água (ou de outros fluidos) e as setas maiores indicam tensões ou cinemática. A escala representada é preferencialmente a macroscópica (pequena área). (a) Infiltração dominada pela gravidade; fluxo ascensional controlado pelo gradiente hidráulico e, subordinadamente, tensões capilares. (b) Infiltração idem; fluxo ascensional controlado pela carga litostática; a água infiltrada e acumulada em fraturas de baixo ângulo (em "fechamento") é pressurizada e escoada para cima ao longo de descontinuidades abertas (fraturas em alto ângulo). (c) Descontinuidade em baixo ângulo, interceptada por falha com reativação normal; no bloco do teto, o movimento (aliado ao peso do bloco) expulsa água contida ao longo da descontinuidade de baixo ângulo, que migra para o bloco do muro (descomprimido ao longo da descontinuidade) e para cima, aproveitando a falha. (d) Fluxo de água ao longo de uma falha transcorrente, de um sítio em transpressão/contração (C) a um sítio em transtração/dilatação (D); o esquema ao lado é uma visão da falha em plano horizontal.

(a) Sítios de contração (C) ou de dilatação (D) em zonas de falha

(b) Abertura intermitente de fraturas de cisalhamento

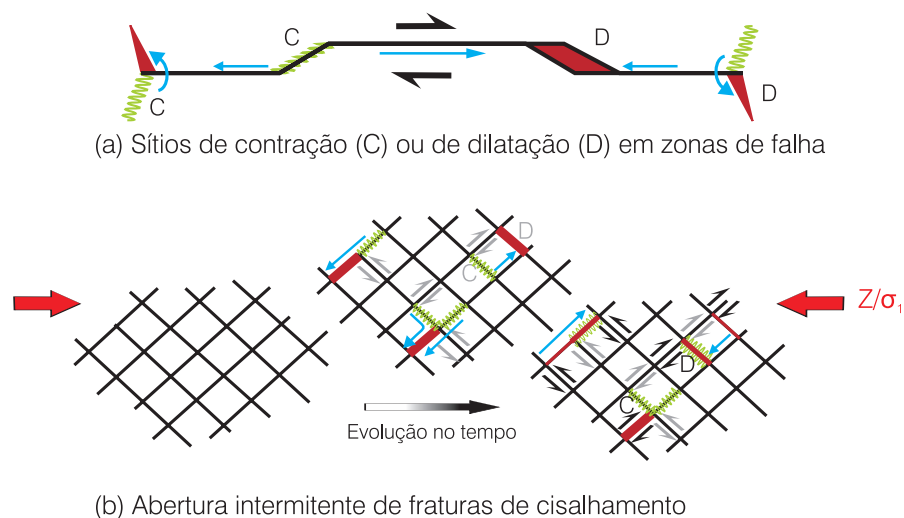



Figura 3.1.16 - Sistemas de bombeamento tectônico. As setas azuis indicam o fluxo de água (ou de outro fluido) e as setas em preto ou cinza representam tensões ou cinemática. (a) Sítios de contração (C, onde ocorre expulsão da água) e de dilatação (D, acumuladores de água) em terminações e cotovelos (*jogs*) de falhas ativas. (b) Abertura intermitente de fraturas de cisalhamento conjugadas, durante deformação progressiva, esquematicamente representada em três estágios. No estágio intermediário (centro da figura), as setas em cinza indicam a cinemática nos segmentos ativos das fraturas, originando sítios de contração ou de dilatação, com conseqüente expulsão ou coleta de água. No desenho à direita, as setas em preto indicam os segmentos ativos das fraturas, nesse estágio final (notar inversões de movimentos em segmentos específicos das fraturas). Os desenhos são válidos para mapa (plano horizontal) ou corte e a escala de interesse para os objetivos deste trabalho varia de mesoscópica (pequeno afloramento) a macroscópica (área, região). Simbologia de fraturas conforme a figura 3.1.4.

1987,1994; Hodgson, 1989; Muir Wood, 1994). Os mesmos são também controlados pela abertura e rugosidade (incluindo tipos de preenchimentos) dos vários sistemas de fraturas, em cada local.

Em virtude dos múltiplos fatores envolvidos e da dificuldade em obter parâmetros simples e pertinentes, o tópico discutido neste item dificilmente pode ser abordado (senão de forma conceitual ou qualitativa) num trabalho de campo "usual", na prospecção hidrogeológica. Todavia, este tipo de conhecimento permite entender melhor os processos de fluxo da água e alimentação das fraturas.

Locação de Poços e Efeito de Escala

O trabalho de locação de um poço é iniciado com uma avaliação do terreno através de fotografias aéreas e/ou imagens de satélite em escala de detalhe. É desejável uma escala acima de 1:10.000, embora esta situação não seja comum. No momento, as imagens de satélites usualmente comercializadas (e mais baratas) mostram restrições pela pequena escala. De todo modo, este tipo de produto permite tratamentos computacionais que podem, ao menos em parte dos casos, realçar condições de maior ou menor umidade ao longo de trechos de riachos, bem como a localização de coberturas arenosas que propiciem condições de recarga nas fraturas (Boeckh, 1992; Sander, 1996; Coriolano, 2002). Fotografias aéreas de pequeno formato, obtidas por ultra-leves e pequenas aeronaves, fornecem ótimos resultados na análise de fraturas.

Em geral, o confronto entre lineamentos fotointerpretados com a realidade do terreno, por vezes, envolve interpretações discrepantes, a exemplo da discriminação errônea entre fraturas, zonas miloníticas e traços de foliação, o que, todavia, pode ser sanado com alguma prática por parte do geólogo/hidrogeólogo. As fraturas são, em princípio, as estruturas de maior interesse na prospecção hidrogeológica. Todavia, é comum que as zonas miloníticas exibam estágios ou reativações tardias de natureza cataclástica, engendrando uma trama de fraturas e de rochas cominuídas com maior potencial hídrico (aumento dos fatores porosidade e permeabilidade), o que faz com que estas zonas também possam constituir objeto de interesse, a ser avaliado no campo. Uma situação mais complexa, a ser tratada caso a caso, é a mudança, por vezes radical, entre o contexto estrutural fotointerpretado (p.ex., uma zona de fratura em fotografia aérea 1:40.000, cuja direção geral tem baixo potencial de "abertura") e aquele presente na escala dos afloramentos em torno do sítio de locação, onde a trama do fraturamento pode incluir sistemas "abertos", bem desenvolvidos apenas em escala mesoscópica. A figura 3.1.17 ilustra essa questão da escala de lineamentos e fraturas (a figura 3.1.2 também aborda o mesmo tipo de problema). Desse modo, o estudo de campo é uma etapa imprescindível na abordagem estrutural e na prospecção de água subterrânea.

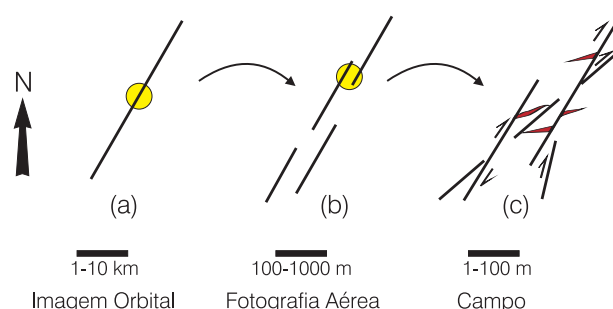



Figura 3.1.17 - Lineamentos e zonas de fraturas: representação em plano horizontal (mapa, imagem, fotografia aérea) do problema da escala. (a) Lineamento interpretado a partir de uma imagem de satélite "normal" ou fotografia aérea (escala 1:50.000 a 1:100.000, ou menor), representado como um traço único. É possível que a direção dessa estrutura (NE) não seja reconhecida como de maior favorabilidade, na região sob estudo. (b) No detalhe de uma fotografia aérea ou imagem de satélite de detalhe (1:10.000 a 1:25.000), o mesmo lineamento pode se apresentar segmentado. Foi assinalada uma área para estudo de campo. (c) Na escala de campo (ou fotografia aérea de pequeno formato) e da locação final do poço, a área escolhida pode exibir fraturas em orientações distintas, incluindo sistemas "abertos" (juntas de distensão com direção ENE), de maior favorabilidade quando conectados às demais fraturas (simbologia de fraturas como na figura 3.1.4).

3.1.8 Efeito da Exumação e do Intemperismo sobre a Permo-Porosidade das Rochas

Um outro aspecto importante a ser abordado é a questão da "abertura" de fraturas e outros tipos de descontinuidades, próximo à superfície (< 60-80 m, p.ex.), o que é apoiado por dados estatísticos que relatam o "aumento na freqüência do fraturamento" em profundidades rasas (Bourguet *et al*., 1980-81; Carlsson & Olsson, 1980-81; Avias, 1982). Neste sentido, os fatores que devem ser considerados incluem:

(i) **o papel do intemperismo "abrindo" planos de descontinuidades** (já cogitado por Siqueira, 1967), incluindo contatos litológicos e mesmo zonas foliadas. O efeito contrário também pode ocorrer, resultando no "fechamento" de fraturas abertas (p.ex., por precipitados ferruginosos). Além de fatores químicos e climáticos, a efetividade do processo intempérico vai ser controlada pela mineralogia e *fabric* da rocha original e, no caso das falhas/fraturas, pelo grau de cataclase/cominuição das rochas e a sua eventual cimentação por acumulações argilosas e precipitados minerais;

(ii) **o alívio de carga (descompressão)** com a exumação rápida e/ou a expansão superficial do terreno, criando ou reativando, em dilatação, fraturas de alto e de baixo ângulo (Hancock & Engelder, 1989; van der Pluijm & Marshak, 1997).

No tocante a um plano de fratura específico, a ação do intemperismo é muito variável. Rochas cristalinas fortemente cominuídas, e precipitados ricos em

feldspatos, tendem a formar zonas e bolsões argilosos durante o intemperismo. Em regiões úmidas, com lençol freático elevado e estável, esses “tampões” argilosos provavelmente mantêm as fraturas fechadas durante longo tempo. Essa situação pode requerer a estimulação de poços com injeção de água pressurizada (Waltz & Decker, 1981), para lavar as fraturas (que, todavia, podem rapidamente colmatar). Em regiões com eventos rápidos de infiltração e recarga (chuvas torrenciais, rios temporários), os tampões argilosos tenderiam a ter vida mais curta e seriam menos efetivos. Gerado a partir de rochas quartzo-feldspáticas, o material de preenchimento intemperizado, lavado naturalmente, perderia a fração argila e se tornaria mais granular (quartzoso) e permeável.

O fator (ii) faz parte do cenário usual de denudação do continente, a exemplo do que ocorre no Nordeste do Brasil (Nascimento da Silva *et al*., 2004), com a pronunciada dissecação do Planalto da Borborema. Tendo em vista que a descompressão gera fraturas subhorizontais próximas à superfície (que em decorrência, decrescem em freqüência com a profundidade), e que estas atuam conectando diferentes famílias de alto ângulo (figura 3.1.14), boa parte das quais também “abertas” na descompressão (Waltz & Decker, 1981), este quadro deve influenciar nas estatísticas e na prática usual de limitar a perfuração de poços à faixa máxima de 80 a 100 m. Provavelmente, desta forma, justifica-se o relativo sucesso dos poços verticais rasos, que terminam por interceptar, direta ou “indiretamente” (ou seja, através de fraturas subverticais conectadas), fraturas de baixo ângulo.

A presença de **tensões diferenciais, neotectônicas**, no plano horizontal (o que pode ser avaliado a partir das estruturas observadas em campo), próximo à superfície da Terra, pode introduzir um componente de anisotropia, reforçando a ação do intemperismo e/ou da descompressão na “abertura” de planos com orientação adequada (figura 3.1.18b). Todavia, atuando isoladamente, ambos os fatores referidos, (i) e (ii), poderiam “abrir” planos em orientações variadas (figura 3.1.18a).

Um aspecto importante para avaliar o papel do intemperismo na ocorrência de água subterrânea em terrenos cristalinos advém da provável extensão destes processos a níveis mais profundos, sejam os 60-80 m que constituem os alvos habituais da sondagem, sejam profundidades ainda maiores (centenas de metros), até aqui pouco acessadas nas sondagens para água, em nosso país. Essa **extensão do intemperismo a profundidades significativas** é observada em trabalhos mineiros e escavações profundas. A intensidade do intemperismo, reconhecidamente diferencial, é controlada por fatores litológicos e/ou estruturais – neste último caso, as zonas de falhas ou fraturas. Provido adequado aporte de água a partir da superfície (Olofsson, 1994), o processo intempérico pode criar em profundidade “bolsões” ou “câmaras” nas quais a alteração imprime às rochas condições de permo-porosidade próximas às de uma rocha sedimentar granular, o que pode viabilizar o acúmulo de grandes reservas de água. Esta hipótese ainda deve ser testada com dados sistemáticos e medidas de laboratório, incluindo correlações com parâmetros de salinidade e indicações sobre a “idade” da água. Mesmo assim, esta parece ser uma explicação adequada para poços que, embora locados sem indicação pertinente de superfície, forneceram vazões favoráveis. Em especial, para o caso dos “super-poços”

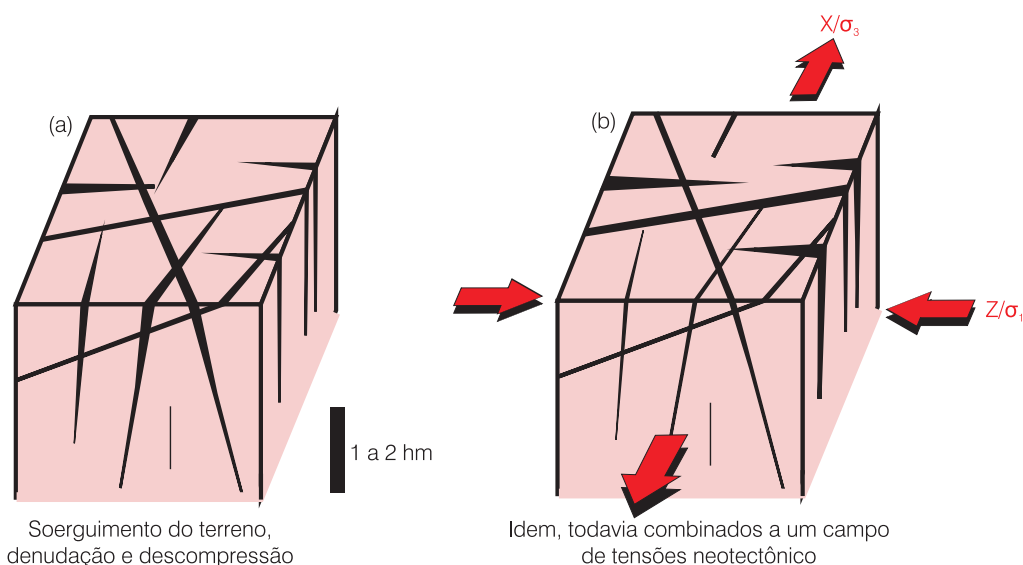



Figura 3.1.18 - Intemperismo e abertura de fraturas e outros tipos de descontinuidades, em profundidades rasas. (a) Isoladamente, os fatores descompressão + intemperismo tendem a abrir planos de descontinuidades com orientações variadas. (b) Na presença de tensões neotectônicas, as fraturas em baixo ângulo com Z/s_1 serão preferencialmente abertas. Na figura, a espessura do traço das fraturas é proporcional ao seu comportamento de abertura.

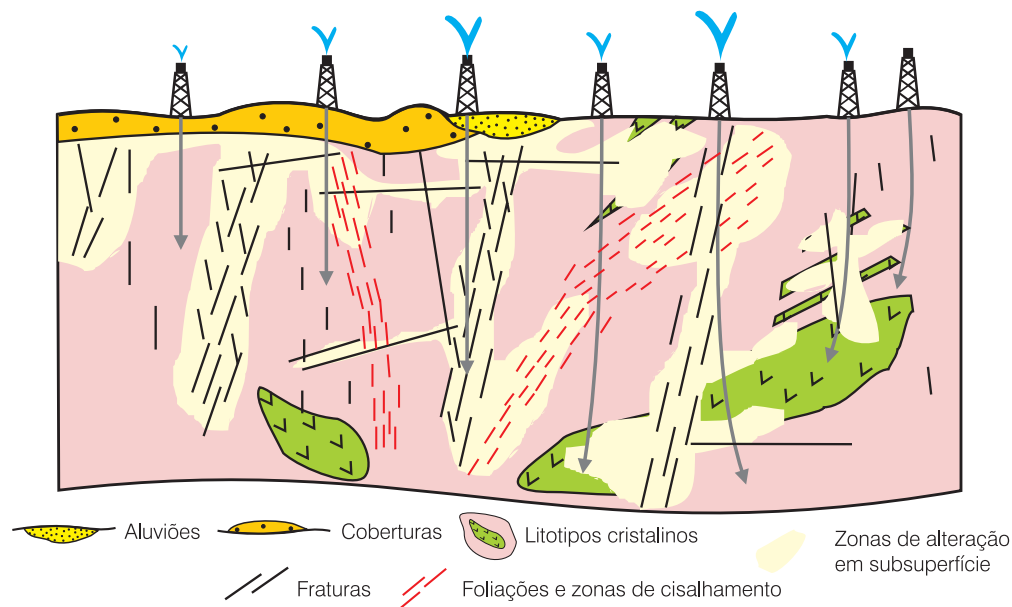



Figura 3.1.19 - Corte esquemático ilustrando o desenvolvimento de câmaras ou bolsões de rocha intemperizada em subsuperfície, controlados por litologias e, em especial, estruturas, podendo se conectar com sítios vizinhos. As águas superficiais, infiltradas pelas fraturas a partir de coberturas, aluviões e do escoamento superficial, acumulam-se nos bolsões porosos representados pelas zonas de alteração intempérica. Note-se a produtividade diferencial dos poços, em função do tipo e volume de material (rocha fresca ou alterada) interceptado. A escala vertical pode superar uma ou mais centenas de metros.

no cristalino, cujas vazões anomalamente elevadas (incluindo casos de Q > 10 mil L/h, p.ex.), exigiriam, alternativamente, condições muito especiais, e talvez improváveis, de recarga e geometria (dimensões, conectividade) do fraturamento. A proposta, ilustrada na figura 3.1.19, é retomada no próximo item.

3.1.9 Modelos de Ocorrência de Água Subterrânea em Terrenos Cristalinos

Esta contribuição é complementada com a discussão, aperfeiçoamento e novas propostas de modelos de ocorrência de água subterrânea em rochas cristalinas. Os três modelos discutidos possuem nítida relação com a estrutura do terreno, o que justifica sua inclusão no fecho deste capítulo. Em adição, deve ser registrada a importância complementar dos mantos de intemperismo e das coberturas, no processo de recarga desse tipo de aqüífero. Dois desses modelos são avaliados como preliminares, sendo reconhecido que o contexto sob análise é mais complexo e envolve situações intermediárias ou outras não abordadas neste texto. Todavia, a proposta esboçada é pertinente para auxiliar na compreensão dos problemas, para esboçar estratégias de prospecção e para direcionar novos avanços no tema.

Modelo Riacho-Fenda

A literatura tornou clássico o modelo Riacho-Fenda (Siqueira, 1967), no qual trechos retilíneos de riachos coincidem com zonas fortemente fraturadas; isto permite que as fraturas sejam periodicamente recarregadas pela drenagem (figura 3.1.20). “Cotovelos” e trechos retilíneos de riachos constituem sítios favoráveis, identificáveis em fotografias aéreas e imagens de satélite, sendo diagnósticos do modelo quando subsidiados por intenso fraturamento nos afloramentos, compatível com a orientação da drenagem. Requisitos adicionais para o sucesso deste modelo incluem a presença de coberturas/aluviões e topografia e regime de chuvas favoráveis, ensejando a criação de zonas de recarga. A água subterrânea está acumulada dominantemente nas zonas mais intensamente fraturadas, em subsuperfície e, a depender da posição do nível estático, também pode haver contribuição significativa da água acumulada em aluviões. A estratégia prospectiva, em geral, inclui as ativades descritas a seguir.

Fotografias Aéreas - distinção dos *trends* dúcteis e de estruturas frágeis, em ângulo ou subparalelas; as estruturas frágeis (inclusive longitudinais) são inferidas pelo acentuado controle da drenagem/topografia e por feições de intemperismo.

Imagens de Satélites (incluindo processamento digital) - caracterização e discriminação (umidade, razão areia/argila) de fotolineamentos, aluviões e coberturas provendo áreas de recarga.

Levantamentos de Campo - caracterização dos padrões de fraturamento e de potenciais zonas de recarga (coberturas, drenagem, topografia).

Geofísica - delineação aproximada, em subsuperfície, da geometria da zona fraturada (a exemplo de indicação de espessura, largura e mergulho), indicação comparativa de grau de fraturamento/intemperismo (pela análise comparativa de resistividade e espessura e/ou condutância longitudinal, p.ex.).

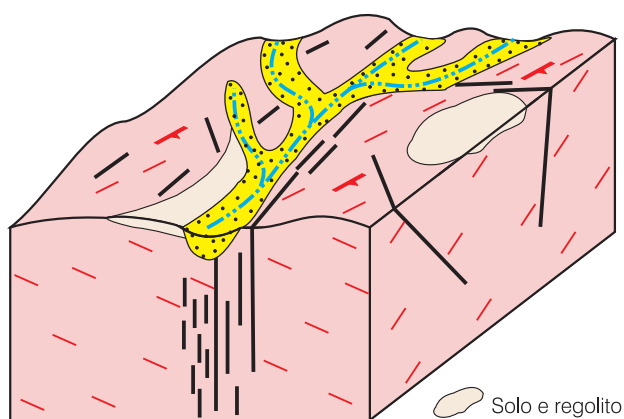



Figura 3.1.20 - Modelo **Riacho-Fenda**. Observar o intenso fraturamento paralelo ao trecho retilíneo da drenagem. A água está armazenada preferencialmente nas fraturas, que são periodicamente recarregadas pela drenagem. Simbologia *cf*. figura 3.1.19; a profundidade do bloco pode ser estimada em uma ou algumas centenas de metros.

Modelo Calha Elúvio-Aluvionar

Foi objeto de caracterização por Avelino da Silva (2000) e Nascimento da Silva *et al*. (2001), ainda que seus aspectos básicos de favorabilidade - recarga a partir de uma calha de sedimentos - já fossem reconhecidos na literatura (McFarlane, 1992; Olofsson, 1994; Costa & Silva, 1997) e na prática regional (figura 3.1.21). Neste modelo, a drenagem e a calha de sedimentos não evidenciam controle por fraturas subjacentes ou aflorantes. Desse modo, trechos retilíneos da drenagem podem estar controlados pela foliação das rochas. A drenagem flui sobre uma calha de aluviões antigos e regolito, utilizando-os para recarregar descontinuidades no substrato capeado. Os aspectos diagnósticos do modelo incluem: seção espessa de aluviões e regolito ao longo de drenagens retilíneas ou curvilíneas, ou mesmo em áreas mais amplas, topograficamente rebaixadas; zona intemperizada (por vezes coincidindo com zonas de foliação fortemente penetrativa) no substrato; ausência de relação direta com zonas fraturadas paralelas à drenagem. Condições favoráveis de topografia, drenagem e clima são requeridas para desenvolver uma cobertura mais espessa. A água subterrânea acumulada está distribuída desde a cobertura sedimentar (aluviões) até o regolito desenvolvido sobre o cristalino intemperizado (além de eventuais descontinuidades). A estratégia prospectiva inclui as seguintes ações.

Fotografias Aéreas - drenagem controlada por foliação ou contatos geológicos; pequenos vales com aluviões associados.

Imagens de Satélites (incluindo processamento digital) - caracterização de aluviões e coberturas (teor de umidade, razão areia/argila).

Levantamentos de Campo - estudo estrutural de afloramentos; reconhecimento da cobertura sedimentar e da zona de alteração.

Geofísica - delineação aproximada, em subsuperfície, da geometria da calha (incluindo espessura e largura) e indicação comparativa da natureza do material de preenchimento (por exemplo, mais ou menos argiloso, em função da resistividade e/ou condutância longitudinal).

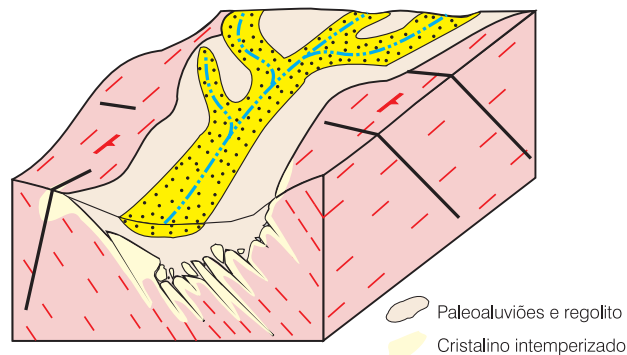



Figura 3.1.21 - Modelo Calha Elúvio-Aluvionar. Nesse modelo, a drenagem não evidencia controle por fraturas paralelas; trechos retilíneos podem estar controlados pela foliação do substrato cristalino. A drenagem flui sobre uma calha de aluviões antigos e regolito, que pode continuar abaixo numa zona de rochas intemperizadas. Simbologia conforme figura 3.1.19; a profundidade do bloco pode ser estimada em uma ou algumas centenas de metros.

Modelo Bolsões ou Câmaras de Intemperismo

Está baseado em processos de intemperismo diferencial acentuado, em subsuperfície, controlados por fraturas, *fabric*, litologias e tensões neotectônicas (figura 3.1.22). O modelo se caracteriza pelo aumento da permo-porosidade das rochas na zona intemperizada, que pode se conectar a outras também em subsuperfície, ou mais rasas, através de fraturas ou outros tipos de descontinuidades. Aspectos diagnósticos do modelo incluem: zonas de intemperismo avançado no cristalino, originando bolsões ou câmaras em subsuperfície, com feições de permo-porosidade similares às de rochas sedimentares granulares; podem controlar poços com vazões anomalamente elevadas; por observação direta, o processo de intemperismo pode ser cogitado em superfície ou em profundidades muito rasas, em afloramentos com forte contraste entre rochas frescas e zonas intemperizadas, todavia, é difícil extrapolar essa situação para a profundidade. O potencial deste modelo é função da forma e volume da zona intemperizada, sendo de difícil previsão. A água subterrânea está acumulada, principalmente, nas zonas intemperizadas ao longo ou lateralmente dispostas a zonas fraturadas ou fortemente foliadas, bem como em litotipos mais suscetíveis aos processos intempéricos. Em termos de estratégias prospectivas, as ações recomendadas estão descritas a seguir.

Fotografias Aéreas e Imagens de Satélite - o modelo não é diagnosticado em superfície. Pode ser possível desenvolver tratamentos espectrais para identificar zonas intemperizadas rasas.

Levantamentos de Campo - o processo de intemperismo diferencial pronunciado pode ser reconhecível, mas extrapolado unicamente para profundidades rasas (10 a 20 m?), e deve ser levada em conta a presença, na região, de poços com vazões anomalamente elevadas.

Geofísica - zonas intemperizadas podem ser localizadas, e ter sua geometria esboçada, em casos mais favoráveis; constitui a grande ferramenta de aposta para investigar este tipo de modelo.

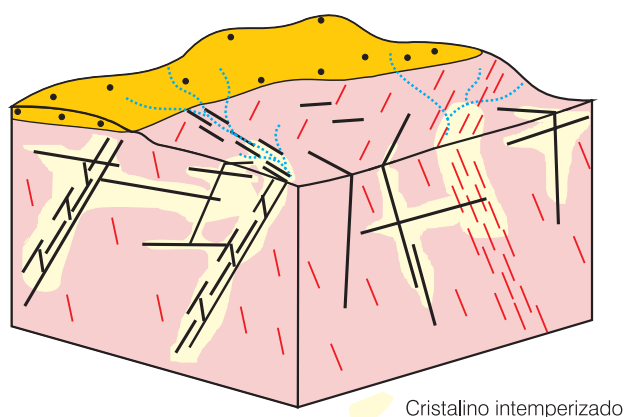



Figura 3.1.22 - Modelo Bolsões ou Câmaras de Intemperismo. Caracterizado por intemperismo diferencial pronunciado, controlado por fraturas, *fabric* e litologias. A permo-porosidade aumenta na zona intemperizada, que pode se conectar com outras adjacentes, via rede de fraturas e outros tipos de descontinuidades. Simbologia *cf.* figura 3.1.19; a profundidade do bloco pode ser estimada em uma ou algumas centenas de metros.

3.1.10 Observações Finais

Estudos sofisticados do fraturamento e do fluxo de água nessas estruturas, no campo, em laboratório e mediante modelagens matemáticas, encabeçam o avanço do conhecimento na Hidrogeologia de Meios Fraturados (Black, 1994; Bradbury & Muldoon, 1994; Banks *et al*., 1996; Manoel Filho, 1996; Odling, 1998). Ao mesmo tempo, é necessário discutir abordagens que possam ser incorporadas ao trabalho prático da locação de poços, que exige rapidez e baixo custo, ao mesmo tempo atendendo às limitações das condições de trabalho e os recursos humanos disponíveis. A contínua reavaliação da base teórica de Geologia Estrutural, objeto deste capítulo, constitui um passo nesse sentido. É importante promover a interação entre hidrogeólogos de cristalino, com prática de campo, e os geólogos estruturalistas, que lidam com temas aplicados. Parte do material aqui exposto constitui um conjunto de prognósticos, ou um modelo conceitual simplificado e preliminar, que se soma às contribuições pré-existentes, muito bem representadas pelos capítulos 3.2 (W. D. Costa) e 3.3 (A. B. Silva), a seguir apresentados. Faz-se necessário testar esses modelos em situações práticas - programas de sondagens piloto - planejadas consoante aos princípios desenvolvidos. Trata-se de um trabalho de longo prazo. Existem dificuldades quanto à qualidade/utilidade dos atuais arquivos de dados, o que reduz drasticamente a dimensão estatística de amostragem possível. A opção alternativa é um estudo detalhado de casos bem documentados/documentáveis, cujos resultados começam a aparecer.

3.1.11 Agradecimentos

Os autores agradecem ao colega Fernando A. C. Feitosa (Serviço Geológico do Brasil - CPRM) pelo honroso convite para contribuir neste volume e pela atenção despertada para a contribuição da Geologia Estrutural na Hidrogeologia do Cristalino. Agradecem as discussões, ensinamentos, incentivo e dados obtidos junto a colegas hidrogeólogos (Dr. Waldir Duarte Costa, UFPE e visitante na UFRN em 1999; Elmo Marinho de Figueiredo, Secretaria de Recursos Hídricos do Rio Grande do Norte e antiga CDM/RN; Fernando A. C. Feitosa e Clodionor Carvalho de Araújo, da CPRM), outros pesquisadores (Dr. Fernando César Alves da Silva, Dr. Venerando Eustáquio Amaro, Dr. Alex Francisco Antunes) e alunos do PPGG (em especial, Jesimael Avelino da Silva), nesses últimos anos. As observações dos revisores deste capítulo (Fernando A. C. Feitosa, João Manoel Filho, Edilton C. Feitosa e J. Geilson A. Demetrio) contribuíram significativamente para a melhoria do texto. Ao aluno Sávio Samri Luna Paschoal agradecem o empenho e habilidade na etapa final de editoração das figuras. O programa PADCT3, a FINEP, o CNPq, a CAPES e o Projeto Água Subterrânea no Nordeste do Brasil (PROASNE), executado no âmbito de um Convênio Brasil/Canadá (este último na pessoa dos seus coordenadores, Dr. Samir Nahass, Dr. Enjolras Medeiros e o Dr. Yvon Maurice), concederam apoio financeiro e estímulo às pesquisas deste grupo. W. E. Medeiros agradece ao CNPq a concessão de bolsa de Pesquisador.

Referências

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Ed.) **O Pré-Cambriano do Brasil**. [S.I.]: Edgard Blücher, 1984. 378p.

ALMÉN, K. E. Exploration drilling and borehole testing for the nuclear waste disposal programme in Sweden. **Applied Hydrogeology**, n. 3, p. 48-55, 1994.

ANGELIER, J. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) **Continental deformation**.[S.I.]: Pergamon Press, 1994. p. 53-100.

ANTONELLINI, M.; MOLLEMA, P. N. A natural analog

for a fractured and faulted reservoir in dolomite: Triassic Sella Group, northern Italy. **Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull**., v. 84, n. 3, p. 314-344, 2000.

ANTUNES, A. F**. Evolução tectono-estrutural do Campo de Xaréu (sub-bacia de Mundaú, Bacia do Ceará – NE do Brasil)**: abordagem multiescala e pluriferramental. 2004. 411 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica)- Centro de Geociências. Univ. Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Jour. Geophys. Res**., v. 97, n. 138, p. 11889-11903, 1992.

AVELINO DA SILVA, J. **Estruturas de acumulação de água em rochas cristalinas**: estudo geofísico e geológico de casos no Estado do Rio Grande do Norte. 2000. 92 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica)-Centro de Geociências. Univ. Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2000.

AVIAS, J. V. Sur la methodologie d'étude de la decompression superficielle, morphologique et tectonique des milieux fissurés: application à la recherche et à l'exploitation des aquifères de ces milieux. In: COLLOQUE LES MILIEUX DISCONTINUS EN HYDROGÉOLOGIE, 1982, Orléans. **Acta...** [S.I.: s.n.], 1982. p. 47-51. (Documents BRGM, 45).

AYDIN, A. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. **Marine and Petroleum Geol**., v. 17, p. 797-814, 2000.

BANKS, D. et al. Permeability and stress in crystalline rocks. **Terra Nova**, v. 8, p. 223-235, 1996.

BARTON, C. A.; MOSS, D. E. In-situ stress measurements can help define local variations in fracture hydraulic conductivity at shallow depth. **The Leading Edge**, n. 11, p. 1653-1656, 1997.

BERTHIER, F. Circulations profondes en milieu fissuré de socle: cas des anomalis minérales du Cézallier (Massif Central Français) – implications. In: COLLOQUE LES MILIEUX DISCONTINUS EN HYDROGÉOLOGIE, 1982, Orléans. **Acta...** [S.I.: s.n.], 1982. p. 83-95. (Documents BRGM, 45).

BEZERRA, F. H. R. et al. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. **Coastal Tectonics**, n. 146, p. 279-293, 1998.

BEZERRA, F. H. R. et al. Pliocene-quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Jour. South American Earth Sci**., v. 14, p. 61-75, 2001.

BLACK, J. H. Hydrogeology of fractured rocks: a question of uncertainty about geometry. **Applied Hydrogeology**, n. 3, p. 56-70, 1994.

BOECKH, E. An exploration strategy for higher-yield boreholes in the West African crystalline basement. **Geol. Soc. London, Spec. Publ**., v. 66, p. 87-100, 1992.

BOURGUET, L. et al. Méthodologie de la recherche hydrogéologique en zone de socle cristallin. **Bull. B.R.G.M.,** III, v. 2, n. 4, p. 273-288, 1980-1981.

BRADBURY, K. R.; MULDOON, M. A. Effects of fracture density and anisotropy on delineation of well-head protection areas in fractured-rock aquifers. **Applied Hydrogeology**, n. 3, p. 17-39, 1994.

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T. Tectônica e água subterrânea em rochas pré-cambrianas do Nordeste do Brasil: a diversidade do sistema aqüífero. **Geol. USP Sér. Cient.**, São Paulo, v.4, n.2, p. 71-90, 2004.

CARLSSON, A.; OLSSON, T. Caractéristiques de fracture et propriétés hydrauliques d'une région au sous-sol cristallin en Suède (i). **Bull. B.R.G.M.,** III, v.2, n.3, p.215-233. 1980-1981.

CARNEIRO, C. D. R.; HAMZA, V. M.; ALMEIDA, F. F. M. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro. **R. bras. Geoc.**, São Paulo v.19, p.310-322 1989.

CHOUKROUNE, P. **Déformations et déplacements dans la croûte terrestre**. Masson: [S.I.], 1995, 226 p.

CORDANI, U. G. et al. (Ed.) **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. 854p.

CORIOLANO, A. C. F. **Reavaliação de critérios estruturais na Hidrogeologia de terrenos cristalinos, com ênfase na neotectônica e sensoriamento remoto**. 2002. 240 f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica)- Centro de Geociências.Univ. Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2002.

CORIOLANO, A. C. F et al. Estruturas frágeis no substrato da região de João Câmara (RN): correlação com a Falha Sísmica de Samambaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17, Fortaleza, 1997. **Resumos expandidos**... Fortaleza: SBG. Núcleo Nordeste**,** 1997, p. 325-329.

CORIOLANO, A. C. F.; JARDIM DE SÁ, E. F.; NASCIMENTO DA SILVA, C. C. Structural and neotectonic criteria for location of water wells in semi-arid crystalline terrains: a preliminary approach in the eastern domain of Rio Grande do Norte State, Northeast Brazil. **R. bras. Geoc.**, São Paulo**,** v. 30, n. 2, p. 350-352, 2000.

COSTA, W. D. Análise dos fatores que influenciam na hidrogeologia do cristalino. **R. Água Subter.**, Recife, v. 1, n. 4, 1965, p. 14-47,

COSTA, W. D.; Silva, A. B. Hidrogeologia dos meios anisotrópicos. In: FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. (Coord.). **Hidrogeologia**: conceitos e aplicações. Fortaleza: CPRM; LABHID-UFPE, 1997, p. 133-174.

DAVISON, I. Linked fault systems: extensional, strike-slip and contractional. In: HANCOCK, P. L. (Ed.). **Continental deformation**. Tarrytown, NY: Pergamon Press, 1994. p. 121-142.

DUNNE, W. M.; HANCOCK, P. L. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: HANCOCK,

P. L. (Ed.) **Continental deformation**. Tarrytown, NY: Pergamon Press, 1994. p. 101-124.

FERNANDES, A.; RUDOLPH, D. L. The influence of Cenozoic tectonics on the groudwater-production capacity of fractured zones: a case study in São Paulo, Brazil. **Hydrogeology Jour**., v. 9, p. 151-167, 2001.

FERREIRA, J. M. et al. Superposition of local and regional stresses in Northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophys. Jour. Int**., v. 134, p. 341-355, 1998.

FINKBEINER, T.; BARTON, C. A.; ZOBACK, M. D. Relationships among in-situ stress, fractures and faults, and fluid flow: Monterey Formation, Santa Maria Basin, California. **Amer. Assoc. Petrol**. **Geol. Bull**. v. 81, n.12, p. 1975-1999, 1997.

HANCOCK, P. L. Brittle microtectonics: principles and practice. **Jour. Struct. Geol**., v.7, p. 437-457, 1985.

HANCOCK, P. L. (Ed.) **Continental deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. 421p.

HANCOCK, P. L.; ENGELDER, T. Neotectonic joints. **Geol. Soc. Amer. Bull**., v.101, p. 1197-1208, 1989.

HATCHER Jr., R. D. **Structural geology**: principles, concepts and problems. [S.l.]: Prentice-Hall, 1995. 525p.

HEFFER, K.; LEAN, J. C. Earth stress orientation: a control on, and a guide to, flooding directionality in a majority of reservoirs. In: RESERVOIRS Characterization III, Pen Well Books. {S.l.: s.n.], 1993.

HODGSON, C. J. Patterns of mineralization. In: BURSNALL, J.T. (Ed.) Mineralization and shear zones. **Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes**, v. 6, p. 51-128, 1989.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasiliana/Pan-Africana.** 1994. 804p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências. UNB, Brasília, 1994.

JARDIM DE SÁ, E. F. Tectônica cenozóica na Margem Equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da geologia estrutural no continente). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 8., 2001. **Anais...** [S.l.: s.n.], 2001. p. 25-28.

JARDIM DE SÁ, E. F. et al. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., Lençóis, 1999. **Resumos Expandidos...** [S.l.: s.n.], 1999. p. 58-61.

JARDIM DE SÁ, E. F. et al. Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005 Curitiba, SGB **Resumos Expandidos…** [S.l.: s.n.], 2005. p. 160-162.

KATTENHORN, S.A.; POLLARD, D. Integrating 3-D seismic data, field analogs, and mechanical models in the analysis of segmented normal faults in the Wytch Farm oild field, southern England, United Kingdom. **Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v. 85, n.7, p. 1183-1210, 2001.

LAUBACH, S.; MARRETT, R.; OLSON, J. New directions in fracture characterization. **The Leading Edge, Soc. Exploration Geophysics**, [S.l.] v. 19, p. 704-711, 2000.

LIMA, C. C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPÇÃO, M. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. **Geophys. Jour. Intern.**, [S.l.] v. 130, p. 112-124, 1997.

LIMA NETO, F. F. **Um exemplo da interferência de uma interface fraca na distribuição regional de esforços tectônicos:** o campo atual de tensões da Bacia Potiguar, Nordeste brasileiro.1998. 320p. Dissertação (Mestrado)-Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1998.

MAERTEN, L.; GILLESPIE, P.; DANIEL, J. M. Three-dimensional geomechanical modellling for constraint of subseismic fault simulation. **Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, [S.l.] v. 90, n. 9, p. 1337-1358, 2006.

MANOEL FILHO, J. **Modelo de dimensão fractal para avaliação de parâmetros hidráulicos em meio fissural**. 1996. 197 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. USP, São Paulo, 1996.

MAPA Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Brasília: DNPM/UFRN/ Petrobras, 1998, 1 mapa, Escala 1:500.000

MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v.11, p. 766-791, 1992.

MATOS, R. M. D. History of the Northeast Brazilian rift system: implications for the breakup of Brazil and West Africa. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.; CLURE, V. (Ed.) The oil and gas habitats of the South Atlantic**, Geol. Soc. London, Spec. Publ.**, [S.l.] v. 153, p. 55-73, 1999.

MATOS, R. M. D. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (Eds.) **Atlantic rifts and continental margins.** Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union, v. 115, p. 331-354, 2000.

MCFARLANE, M. J. Groundwater movement and water chemistry associated with weathering profiles of the African surface in parts of Malawi. In: WRIGHT, E. P.; BURGESS, W.G. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. **Geol. Soc. London, Spec. Publ.**, v. 66, 1992. p.1-264.

MEDEIROS, W. E. et al. Spatial pressure compartmentalization in faulted reservoirs as a consequence of fault connectivity: a fluid flow modelling perspective, Xaréu oil field, NE Brazil. **Petroleum Geoscience**, [S.l.] v. 13, p. 341-352, 2008.

MENEZES, M. R. F.; JARDIM DE SÁ, E. F. Caracterização do fraturamento neotectônico em rochas cristalinas: o exemplo da Grota da Fervedeira, Santana do Matos, RN. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis. **Resumos Expandidos**… [S.I.: s.n.], 1999. p. 62-66.

MOORES, E. M.; TWISS, R. J. **Tectonics**. [S.I.]: W.H. Freeman and Company, 1995. 415p.

MUIR WOOD, R. Earthquakes, strain-cycling and the mobilization of fluids. In: PARNELL, J. (Ed.) Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins. **Geol. Soc. Spec. Publ**., v. 78, p. 85-98, 1994.

NASCIMENTO da SILVA, C. C**. Caracterização geológica-geofísica do meio aqüífero fissural: uma contribuição aos modelos de percolação e retenção de água subterrânea**. 2004. 177 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

NASCIMENTO DA SILVA, C. C.; JARDIM de SÁ, E. F. Fracture chronology and neotectonic control in the location of water wells in crystalline terrains: an example from the Equador region, northeastern most Brazil. **R. Bras. Geoc.**, São Paulo, v. 30, n. 2, p. 346-349, 2000.

NASCIMENTO DA SILVA, C. C. et al. Integração de dados estruturais, de sensores remotos e de geofísica na prospecção hidrogeológica em terrenos cristalinos: estudo de casos no Estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil. In: ENCONTRO NACIONAL PERF. POÇOS, 12; SIMPÓSIO HIDROGEOL. NORDESTE, 4, 2001, Olinda, **Anais**... [S.I.: s.n], 2001. p. 445-454.

NASCIMENTO DA SILVA, C. C. et al. Resistivity and ground-penetrating radar images of fractures in a crystalline aquifer: a case study in Caiçara farm – NE Brazil. **Jour. Applied Geophysics**, v. 56, n.4, p. 295-307, 2004.

NICOL, A. et al. The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. **Jour. Structural Geol.**, v.18, p. 235-248, 1996.

NOLEN-HOEKSEMA, R. C.; HOWARD, J. H. Estimating drilling direction for optimum production in a fractured reservoir. **Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, v. 71, n. 8, p. 958-966, 1987.

ODLING, N. Fluid flow in fractured rocks at shallow levels in the Earth's crust: an overview. In: **Deformation enhanced melt segregation and metamorphic fluid transport**. [S.I.: s.n], 1998. (Miner. Soc. Series Books)

OLOFSSON, B. Flow of groundwater from soil to crystalline rock. **Applied Hydrogeology**, v. 3, p. 71-83, 1994.

PARK, R.G. **Geological structures and moving plates**. [S.I.]: Blackie, 1988. 337p.

RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. **The techniques of modern structural geology**: folds and fractures. [S.I.]: Academic Press, 1987. 700p.

RIBEIRO, J. A. *et al.* Caracterização do comportamento elétrico em rochas cristalinas na região de Irauçuba, norte do Estado do Ceará. In: ENCONTRO NACIONAL PERF. POÇOS, 12; SIMPÓSIO HIDROGEOL. NORDESTE, 4, 2001, Olinda, **Anais**... [S.I.: s.n], 2001.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. **Geonomos**, n.1, p. 1-15, 1993.

SANDER, P. **Remote sensing and GIS for groundwater assessment in hard rock areas**: applications to water well siting in Ghana and Botswana. 1996. Göteborg Dissertation.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **J. Geol. Soc. London**, v. 133, p.191-214, 1977.

SIBSON, R. H. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In: SIMPSON, D.W.; RICHARDS, P.G. (Ed.) Earthquake prediction: an international review. **Amer. Geophys. Union**, **Maurice Ewing Series**, v. 4, p. 593-603, 1981.

SIBSON, R. H. Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralizing agent. **Geology,** v.15, p. 701-704, 1987.

SIBSON, R. H. Crustal stress, faulting and fluid flow. In: Parnell, J., (Ed.) Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins. **Geol. Soc. Spec. Publ**., v. 78, p. 69-84, 1994.

SIQUEIRA, L. Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino. **R. Água Subter.**, Recife, v. 2, n. 9, p. 1-29, 1967.

SOUSA, D. C. **Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)**. 2002, 197 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2002.

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. **Structural geology**. [S.I.]: Unwin Hyman, 1992. 532p.

VAN DER PLUIJM, B. A.; MARSHAK, S. **Earth structure**: an introduction to structural geology and tectonics. [S.I.]: McGraw-Hill, 1997. 495p.

WALTZ, J.; DECKER, T. L. Hydro-fracturing offers many benefits. **The Johnson's Drillers Jour.**, n. 2/4: p. 4-9, 1981.

WRIGHT, E. P.; BURGESS, W. G. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. **Geol. Soc. London, Spec. Publ.**, v. 66, 1992. 264 p.

Capítulo 3.2

HIDROGEOLOGIA DOS MEIOS FISSURADOS

Waldir Duarte Costa

3.2.1 Introdução

A hidrogeologia dos meios fissurados tem a sua principal aplicação no domínio das rochas ígneas e metamórficas, genericamente designadas como cristalino. Nesse domínio, a matriz do maciço rochoso é caracterizada pela inexistência ou presença muito reduzida de espaços intergranulares na rocha. Nesse meio, a água encontra-se em espaços representados por fissuras ou fraturas, juntas ou, ainda, em falhas e, em casos particulares, em vesículas, aberturas de dissolução, zonas de decomposição, dentre outros.

As rochas metamórficas de composição calcífera, tais como o mármore, são dotadas de uma feição particular, que é o elevado grau de dissolução. Em vista dessa vulnerabilidade ao ataque químico, essas rochas possuem, em geral, extensas e irregulares zonas de abertura, tais como sumidouros, cavernas, dolinas etc., que, em conjunto, recebem a designação de erosão cárstica. O aqüífero é, portanto, do tipo cárstico-fissural, devendo receber um tratamento particular, conforme será visto adiante, no capítulo 3.3.

As rochas cristalinas oriundas de derrames vulcânicos também merecem um tratamento específico, devido às feições particulares que apresentam, tais como: camadas detríticas interestratificadas aos derrames, vesículas oriundas de bolhas de ar durante o resfriamento do magma, *traps* de gás ou petróleo, zonas de maior alteração etc. O assunto, porém, não será abordado no presente texto.

Tal é a diversificação de características apresentadas por esses dois tipos de rochas, que alguns autores chegam a excluí-las do grupo de "rochas duras fraturadas", como Ingemar Larsson (1977), que diz textualmente: "*hard rocks are defined as compact non-carbonate, non-volcanic rocks. Carbonate and volcanic rocks constitute quite different types of rock aquifers*".

3.2.2 Análise da Fissura Elementar

Uma fissura representa o resultado de uma deformação ruptural sofrida por uma rocha, quando submetida a esforços tensionais de naturezas diversas. A ruptura sem deslocamento dos blocos afetados é denominada de fissura, fratura, fenda, junta ou diáclase, enquanto que a deformação ruptural que acarreta deslocamento de um ou dos dois blocos afetados é designada por falha ou paráclase.

No presente estudo, será abordada a fissura como um único indivíduo dentro do maciço rochoso, ou, como é mais conhecida, a fissura elementar e, posteriormente, o meio fissurado, como resultante do somatório das fissuras elementares.

No estudo de uma fissura elementar devem ser considerados os seguintes elementos, que exercem uma grande influência nas características hidrodinâmicas, como será visto mais adiante:

- abertura (a);
- rugosidade das paredes (ℜ);
- material de preenchimento.

A figura 3.2.1 ilustra melhor a apresentação desses elementos.

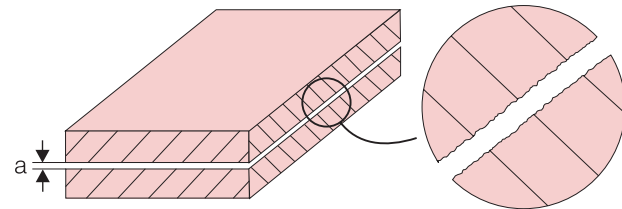



Figura 3.2.1 - Bloco rochoso contendo uma fissura elementar. O afastamento entre os blocos constitui a abertura (a) da fissura. Ao lado, uma ampliação da fissura, mostrando a rugosidade (ℜ) das suas paredes.

Abertura (a)

Abertura de uma fissura é definida como a medida de separação média entre as paredes rochosas ao longo do plano de quebramento. Esse parâmetro é de fundamental importância para a problemática de infiltração e armazenamento de água e vai depender de dois fatores: tensões atuantes e tipo de rocha (em função das características físicas dos minerais e da sua textura). No que se refere às tensões atuantes, as deformações sofridas podem variar em função do tipo de esforço tensional aplicado (tracional ou compressivo), da diferença entre os esforços

máximo e mínimo, e por fim, das direções em que atuam no espaço as três tensões σ_1, σ_2 e σ_3 (Costa, 1986). Quanto ao tipo de rocha, em função das características físicas e texturais dos seus minerais, constata-se que os minerais granulares e isentos de clivagem, possuem maior resistência ao cisalhamento (S_S) e mais elevado módulo de elasticidade (E) que os minerais placosos, ficando os minerais granulares com clivagem em plano intermediário. Nessas circunstâncias, as rochas que possuem predomínio desses minerais mais resistentes, ou aqueles de maior grau de metamorfismo, resistem mais à ruptura por cisalhamento, além de possuírem menor freqüência de fraturas, pois a energia de deformação acumulada na rocha, que é a responsável pela sua ruptura, é inversamente proporcional ao módulo **E**. Em contrapartida, as fraturas originadas por tração nessas rochas são mais abertas, pois as tensões tracionais geradas pelo esforço compressivo são diretamente proporcionais ao módulo **E**. Isso explica porque rochas como o gnaisse e o migmatito apresentam menor freqüência de fissuras, porém estas são mais abertas, ao contrário dos filitos e ardósias que possuem maior freqüência de fissuramento, sendo, contudo, as fissuras mais fechadas. A textura influi de vários modos. As rochas de textura granular grosseira são menos resistentes que as de textura granular fina, em virtude da predominância, nas primeiras, dos planos de fraqueza representados pelas superfícies de clivagem dos minerais (como o feldspato). Por essa razão, os pegmatitos e granitos porfiroblásticos (microgranitos) são mais quebradiços do que os granitos de granulação fina. Por outro lado, as rochas de textura granular são mais resistentes do que as rochas de textura lepidoblástica (com abundância de minerais lamelares, como as micas).

Rugosidade das Paredes ($\Re$)

Rugosidade é definida como a distância entre duas linhas paralelas, à linha média, que tangenciam a saliência mais pronunciada e a reentrância mais profunda. A figura 3.3.2 mostra uma microrrugosidade, que, medida numa fratura em granito compacto com 500 vezes de aumento, por meio de um rugosímetro, é da ordem de 30 microns (Quadros, 1977; 1982). A rugosidade relativa é a relação entre a rugosidade absoluta das paredes ($\Re$) e o diâmetro hidráulico (DH), sendo representada pela letra ε. O grau de rugosidade depende da origem da fratura e, ainda, da granulometria, mineralogia e alteração das paredes rochosas nos planos de fratura. Sua influência na condutividade hidráulica é muito grande, pois pode acarretar elevadas perdas de carga, quando a água em circulação tende a acompanhar o relevo da parede rochosa. Segundo Barton (1975), as fraturas classificam-se quanto à rugosidade em: dentada, ondulada e plana, e cada uma dessas classes subdivide-se nas subclasses rugosa, lisa e polida (ou espelhada), como apresentado na figura 3.2.3. As fraturas mais comumente analisadas na hidrogeologia são a plana polida (rugosidade relativa ε menor que 0,033) e a plana rugosa (com ε maior do que 0,033).

Figura 3.2.2 - Exemplo de microrrugosidade numa fratura polida em granito compacto, com 500 vezes de aumento, medido por meio de um rugosímetro. $\Re$ é da ordem de 30 microns (Quadros, 1997, 1982).

Material de Preenchimento

As fraturas podem estar total ou parcialmente preenchidas por material autóctone ou alóctone (Costa, *op.cit*.). A origem do material pode estar ligada a:

- fragmentos da própria rocha fraturada (material autóctone), em geral nas fraturas de cisalhamento ou zonas de falha provocada por compressão (figura 3.2.4a);

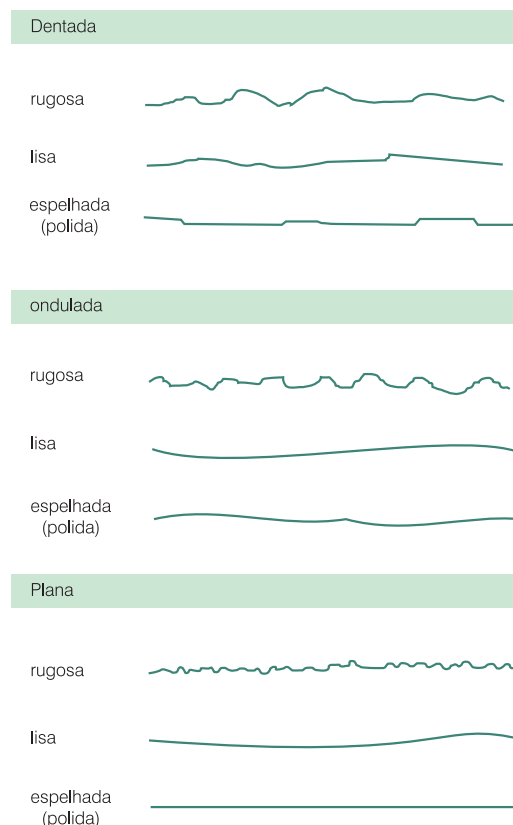



Figura 3.2.3 - Perfis típicos de rugosidade (adaptado de Barton,1975; Quadros, 1977, 1982).

- detritos de origem superficial, que penetraram em meio aquoso, de elevada turbidez, decantando no interior das fraturas (figura 3.2.4b);
- recristalização de sais que precipitam em soluções, em função da evaporação do meio líquido que os transportou. Esse processo pode produzir uma cimentação da fratura ou mesmo uma eflorescência (figura 3.2.4c);
- ascensão de soluções hidrotermais mineralizantes, solidificando em forma de cristais ou amorfa, quando a temperatura cai sensivelmente próximo à superfície (figura 3.2.4d).

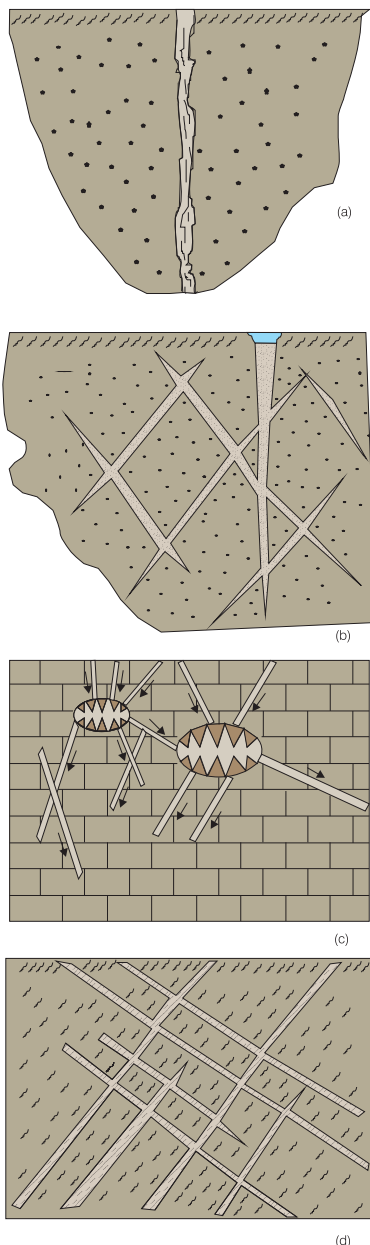



Figura 3.2.4 - Preenchimento de fraturas: (a) o material de preenchimento provém da própria rocha; (b) o material infiltrou-se em meio aquoso superficial decantando dentro da fratura; (c) o material entrou em solução a partir da superfície; (d) em solução hidrotermal.

3.2.3 Características do Meio

Continuidade, Homogeneidade e Isotropia

Um meio hidraulicamente contínuo configura-se pela inexistência de interrupções das características hidrodinâmicas em qualquer direção, ou seja, não possui descontinuidades. As descontinuidades do maciço rochoso são representadas por aberturas de várias origens: juntas de estratificação, de xistosidade, de clivagem, diáclases, paráclases etc. O problema de continuidade do meio rochoso fissurado é meramente um problema de escala relativa. Louis (1968; 1974), esquematiza na figura 3.2.5, um mesmo problema hidráulico, para quatro meios diferentes e afirma: *"será lícito considerar um meio fissurado como contínuo se a dimensão dos blocos elementares for desprezível diante da dimensão do problema considerado"* (caso 2, figura 3.2.5), ou seja, se for possível enumerar, a título indicativo, mais de 10.000 fissuras numa seção plana qualquer. Por outro lado, se este número for da ordem de 100 a 1.000, a hipótese da descontinuidade do meio é necessária (caso 3) e, no caso limite, se numa seção plana o número de fissuras for inferior a 10, cada fissura deve ser individualizada no modelo matemático utilizado (caso 4). Os números de fissuras que acabam de ser mencionados são muito subjetivos e, de fato, a hipótese conveniente a ser adotada deverá ser analisada cuidadosamente para cada problema considerado. A homogeneidade e a isotropia são características relacionadas à condutividade hidráulica. Se a condutividade hidráulica não varia de um ponto a outro de um material, ele é dito homogêneo e se ela não varia para cada ponto, qualquer que seja a direção considerada, o material é considerado como isotrópico.

Características Hidrodinâmicas

O aqüífero fissural, por suas constantes descontinuidades, precária homogeneidade e forte anisotropia, não apresenta parâmetros hidrodinâmicos constantes. No aqüífero poroso ou intersticial, a porosidade é responsável pelo coeficiente de armazenamento, enquanto a condutividade hidráulica corresponde diretamente à transmissividade para uma determinada espessura do aqüífero. A vazão específica guarda, também, uma certa relação com o rebaixamento do poço. No aqüífero fissural, a porosidade é meramente função das fissuras e outras descontinuidades, não se distribuindo homogeneamente em todo o aqüífero, mas variando muito, de um ponto a outro. Assim, em determinada zona do maciço, onde não ocorra nenhuma fratura, a porosidade é praticamente nula, podendo ser relativamente elevada numa outra zona, onde haja uma concentração de fraturas. Igualmente, a condutividade hidráulica dependerá, fundamentalmente, do fraturamento, como será visto adiante, não havendo

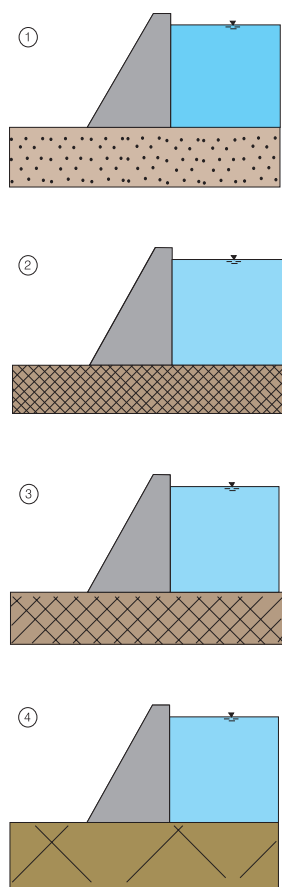



Figura 3.2.5 - Meio contínuo ou descontínuo (modificado de Louis, 1968, 1974).

nenhum sentido de se falar em transmissividade do aqüífero, uma vez que, se ao longo da fratura existe uma determinada condutividade hidráulica, não se pode extrapolar esse valor para uma determinada espessura do aqüífero, onde predominam zonas não fraturadas, onde a intercomunicação das fraturas se faz incipientemente, ou mesmo, deixa de existir. Os valores de porosidade, calculados no laboratório ou no campo, por vários pesquisadores, acusaram para as rochas ígneas maciças tipo granito, uma variação entre o mínimo de 0,05% e o máximo de 4%, com um valor médio de 0,3%, enquanto para as rochas metamórficas, esses valores mínimo e máximo foram, respectivamente, de 0,2 e 0,5, com a média de 0,5%. Comparando-se esses valores com os valores médios obtidos para os calcários metamórficos, que é de 8%, e para os basaltos, que variam de 2 a 12%, constata-se a grande diversificação entre os mesmos. É bem verdade que, para esses grupos de rochas, a porosidade ainda não pode ser considerada boa, pois para as rochas sedimentares coerentes, a porosidade média varia de 10 até 20%, enquanto nas rochas sedimentares incoerentes, esses valores vão de 25 até 50%, a depender do material. Os valores de condutividade hidráulica, encontrados em ensaios de laboratório, acusam resultados ainda mais baixos para as rochas do cristalino em geral, na faixa de 10^{-10} a 10^{-12} m/s.

3.2.4 Fatores que Influem nas Características Hidrodinâmicas do Aqüífero "Fissural"

A condutividade hidráulica (ou a permeabilidade) e o armazenamento d'água em meios fissurados ou aqüífero fissural, dependem dos seguintes fatores, ilustrados na figura 3.2.6:

- amplitude das fissuras (l);
- abertura das fissuras (a);
- forma e rugosidade das paredes das fissuras ($\Re$);
- freqüência ou espalhamento das fissuras (b_f);
- número de famílias ou sistemas de fissuras (n);
- orientação e posição das fissuras (direção e mergulho);
- porosidade e permeabilidade da matriz rochosa;
- propriedades do material que preenche as fissuras;
- distribuição da amplitude da fissura no sistema, que determina a heterogeneidade e anisotropia.

Quanto à porosidade e permeabilidade da matriz rochosa, bem como do material que preenche as fraturas, Braester (1977) idealizou uma classificação em: Sistema Único de Permeabilidade-Armazenamento e Sistema Duplo de Permeabilidade-Armazenamento.

O primeiro caso corresponde a um maciço rochoso fraturado, sendo a matriz praticamente impermeável (figura 3.2.7a).

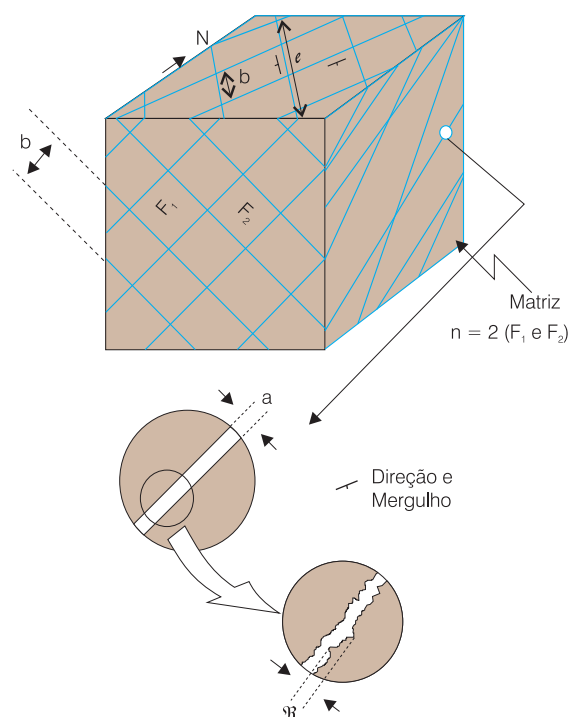



Figura 3.2.6 - Elementos do aqüífero fissural.

O segundo caso, compreende as seguintes situações: a matriz é constituída por blocos de material poroso (figura 3.2.7b), a matriz é constituída por blocos contendo um sistema secundário de fissuras (figura 3.2.7c) e as fissuras são preenchidas por material permeável (figura 3.2.7d).

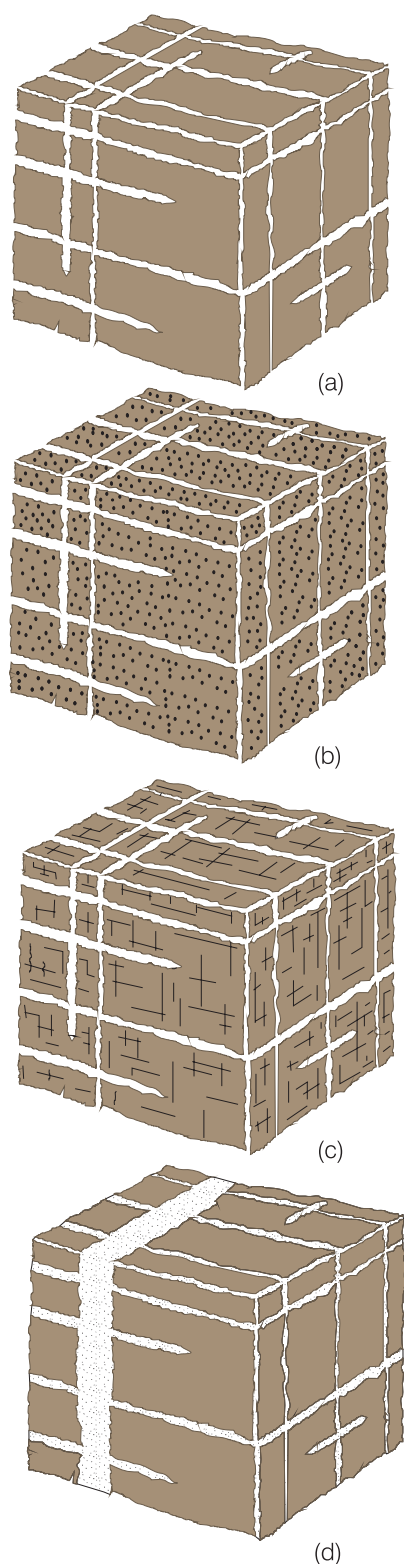



Figura 3.2.7 - Sistema Permeabilidade-Armazenamento (adaptado de Braester, 1977).

Identificação e Participação dos Fatores

Os fatores que atuam no mecanismo de infiltração, percolação e armazenamento da água em rochas fraturadas e, conseqüentemente, na capacidade do aqüífero fissural, exercendo ainda alguns deles, influência na qualidade da água, podem ser agrupados em dois grupos:

- fatores exógenos;
- fatores endógenos.

O primeiro grupo diz respeito aos condicionantes relacionados aos agentes atuantes na superfície externa do globo terrestre, tais como o clima da região, o relevo, a hidrografia, a vegetação, a infiltração de soluções e o intemperismo. O segundo grupo corresponde aos agentes que atuam no interior do globo, representado inclusive pela própria crosta, tais como: estruturas apresentadas pelas rochas em função dos esforços atuantes na crosta, constituição mineralógica das rochas em função da composição magmática ou do tipo de metamorfismo e presença de soluções mineralizantes hidrotermais. Na tabela 3.2.1 são relacionados os fatores exógenos e endógenos e sua influência na qualidade e quantidade de água armazenada. A classificação utilizada de elevada, moderada e baixa, reflete as faixas de variação de influência dos referidos fatores.

Efeitos dos Fatores Exógenos

Clima - o clima exerce sua principal influência no problema da qualidade da água. Em regiões de elevada pluviosidade, os sais solúveis são lixiviados, resultando em baixos teores de salinidade das águas subterrâneas. É o que ocorre nas regiões litorâneas do Nordeste, com precipitações pluviométricas acima de 2.000 mm/ano e, em geral, na região Sul do Brasil. Enquanto isso, nos climas semi-áridos, em que a pluviosidade é baixa e a evaporação muito elevada, os sais vão se concentrando gradualmente nas fraturas das rochas, acarretando elevados índices de salinidade. No Nordeste do Brasil, na região fisiográfica do Sertão (também designado de trópico semi-árido), as águas apresentam índices de salinização, sobretudo de cloretos, muito elevados, em geral superiores ao limite de potabilidade. Na bacia do Rio Monteiro/PB, a média de resíduo seco em 25 análises de águas de poços em granitos e gnaisses, foi de 2.400 mg/L, enquanto na bacia do Rio Boa Vista/PB, a média em igual número de poços, atingiu o elevado teor de 11.027 mg/L. É nessa região que se localiza o poço de mais elevada salinidade do Nordeste, na localidade de Palestina (Soledade/PB), com um resíduo seco de 42.800 mg/L (mais elevado do que a água do mar). Nas águas dos poços da região de Petrolina, Ouricuri e Santa Maria da Boa Vista, no Oeste de Pernambuco, foram encontrados valores médios de resíduo seco de 3.760 mg/L. Quanto à influência climática na

Fatores		Influência na	
		Qualidade	Quantidade
Exógenos	Clima	Elevada	Moderada
	Relevo	Moderada	Elevada
	Hidrografia	Moderada	Moderada
	Vegetação	Baixa	Moderada
	Infiltração de Soluções	Baixa	Moderada
Endógenos	Coberturas Sedimentares	Moderada	Elevada
	Constituição Litológica	Moderada	Baixa
	Estruturas	Moderada	Elevada
	Soluções Mineralizantes	Baixa	Moderada

Tabela 3.2.1 - Fatores que influenciam na água subterrânea em rochas cristalinas.

capacidade do aqüífero, ou seja, na quantidade de água armazenada, há uma participação bem regular, que é considerada na tabela 3.2.1 como moderada. Essa influência diz respeito aos processos de decomposição química da rocha e conseqüente formação de um manto de intemperismo ou regolito, que será tratado como fator à parte. Em climas chuvosos e de elevada umidade, o intemperismo dominante é o químico, porém, em climas áridos ou semi-áridos predomina o intemperismo físico, dando, em conseqüência, solos muito delgados, de apenas alguns centímetros, eventualmente chegando a um ou dois metros.

Relevo - a configuração do relevo é de grande importância para a capacidade ou volumes de água produzidos no cristalino. Os trabalhos mais interessantes são o de Legrand (1959), nas áreas de Carolina do Norte, *Pittsylvania* e *Halifax*, incluindo 490 poços na primeira e 282 nas duas últimas, e de Sever (1964), que realizou um tratamento estatístico em 50 poços perfurados em *Dawson*, *Georgia*, EUA. Os valores apresentados por Legrand (*op.cit.*) são mais válidos, não apenas pelo número de amostras - mais de 700 poços - como também pela maior diversificação de situações morfológicas, enquanto Sever (*op.cit.*) trabalhou com poços situados apenas no topo e no flanco das elevações (figura 3.2.8). Nos 234 poços estudados no granito na Carolina do Norte por Legrand (*op.cit.*), as vazões nas vertentes das colinas são muito inferiores às dos baixios, sobretudo nas depressões de bacias. Em termos percentuais, as vazões obtidas no topo das colinas representam apenas 42,7% daquelas alcançadas nas depressões, enquanto nas vertentes, essa mesma proporção é de 53,4% e na planície e nos vales é bem menor essa diferença, com 83,5% e 75%, respectivamente. A situação para os 69 poços do riolito e 168 poços no micaxisto é aproximadamente a mesma, diferindo apenas para a ardósia, cujo número de poços - apenas 19 - é pouco representativo. Nas regiões de *Pittsylvania* e *Halifax,* a diferença é bem mais acentuada entre os poços perfurados no topo das elevações e nas depressões das bacias, representando a vazão média das primeiras apenas 16,8% das vazões médias das segundas. Nessas regiões, as vazões dos poços nos topos das elevações são muito baixas, com média de apenas 1.600 L/h, contra a média de 9.500 L/h dos poços das depressões, assim mesmo,

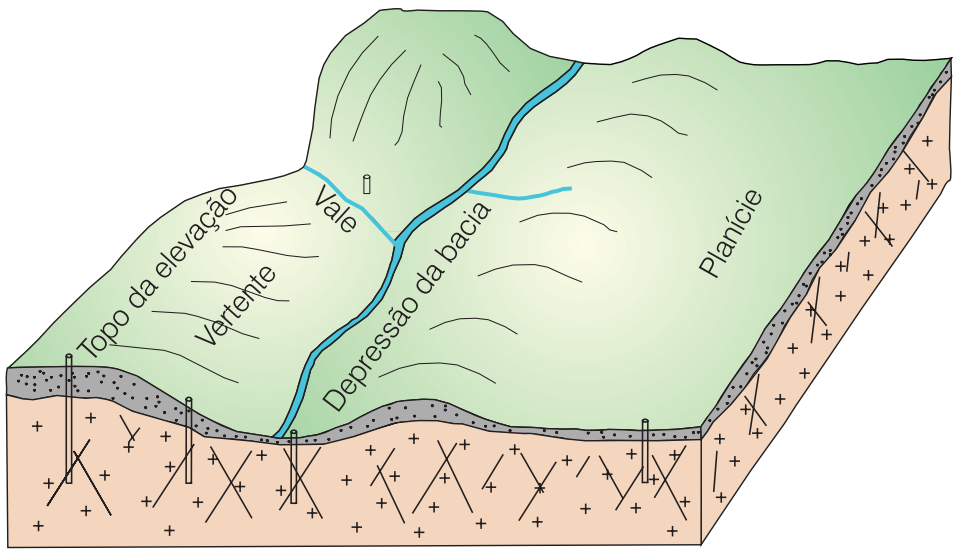



Figura 3.2.8 - Diferentes situações de relevo na locação de um poço.

o percentual de poços perfurados nessas áreas altas é de 60%, contra apenas 7,4% para poços perfurados nas depressões. Quanto à relação entre os poços perfurados no topo e nos flancos das elevações, não há muita desproporção, pois na área de Carolina, é de 83,6% e em *Dawson* (pesquisa de Sever), variou desde 66,6% até 83,5% de acordo com a zona. Apenas nas regiões de *Pittsylvania* e *Halifax* ocorreu uma grande desproporção, atingindo a vazão dos primeiros apenas 35,5% da vazão (média) dos segundos. Dessa análise conclui-se que, independentemente do tipo de rocha, a pior situação morfológica para a locação de um poço é no topo de uma elevação (colina, monte etc.) e, secundariamente, nos flancos ou vertentes da elevação; ao contrário, a melhor situação morfológica, encontra-se nas depressões de bacias, secundada por áreas de planície. Quanto à sua influência para a qualidade da água, não existem dados estatísticos completos, relacionando a qualidade da água obtida em poços perfurados em diversas situações topográficas. Entretanto, a prática tem demonstrado, como no Nordeste semi-árido do Brasil, que os poços localizados nos vales dos rios principais tendem a possuir maior salinidade do que nos rios menores ou riachos tributários. Ao contrário, os poços perfurados nos flancos das elevações, nas porções topográficas menos elevadas, apresentam salinidade em geral, mais reduzida, enquanto que no topo das elevações, aumenta a salinidade. A razão parece estar ligada aos problemas de dinâmica do fluxo e, conseqüentemente, à renovação dessas águas. Quando não existem boas condições de fluxo, devido a um baixo gradiente (diferença de carga hidráulica), as águas não são renovadas e a sua concentração tende a aumentar a salinização. Esse fenômeno ocorre geralmente em elevações (distante da borda) e nas depressões fechadas. Quanto à maior salinização nos poços perfurados nos vales dos rios principais, deve-se ao fato de que, percorrendo maiores áreas, os rios mais extensos tendem, em geral, a captar água salinizada de alguma região possuidora de sais solúveis. É o que acontece por exemplo, com os rios Jaguaribe no Ceará, Ceará-Mirim e Potengi no Rio Grande do Norte, dentre outros.

Hidrografia - no início da década de 1960, quando surgiram no Brasil as primeiras pesquisas hidrogeológicas, nasceu um conceito que ainda hoje é utilizado na locação dos poços, que foi o do riacho-fenda (Siqueira, 1963, 1967), conforme já apresentado no capítulo 3.1. Esse termo representa justamente a associação da hidrografia com a geologia, no sentido de proporcionar a melhor condição de infiltração e armazenamento de água, em rochas duras fraturadas. O riacho-fenda corresponde à situação em que ocorre a coincidência da drenagem superficial com zonas fraturadas do embasamento rochoso (figura 3.2.9). Nessa situação, facilmente reconhecida na fotografia aérea e mesmo no local, devido à feição retilínea adquirida por trechos do rio ou riacho, segundo direções preferenciais, existe a condição de infiltração

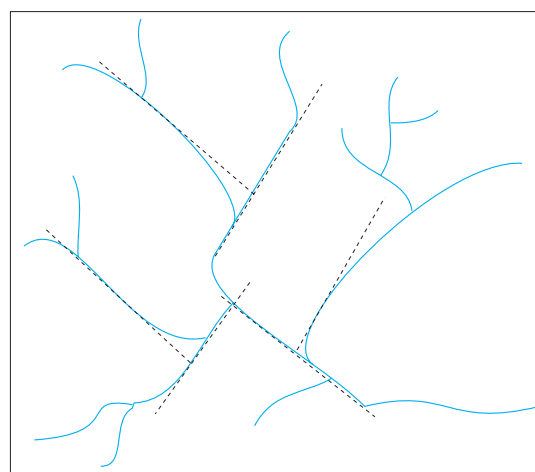



Figura 3.2.9 - Riacho-Fenda: associação da hidrografia com a geologia.

de água nas aberturas da rocha proporcionadas pelos fraturamentos, com possibilidades favoráveis de armazenamento na subsuperfície. Nos casos dos rios perenes, a condição de recarga das fraturas e do aqüífero fissural acha-se assegurada para permitir uma exploração sistemática por poços ali perfurados. A influência da hidrografia na qualidade da água subterrânea é bastante relativa, pois dependerá da qualidade da água superficial. Quando a água superficial é de boa qualidade (baixos índices de salinidade), a sua influência é positiva, ou seja, benéfica ao aqüífero, pois a sua infiltração promoverá a circulação e renovação da água subterrânea. Nessas condições, a perfuração de poços nos vales fluviais (não propriamente no talvegue) será favorável, pois haverá melhor quantidade (como já analisado) e boa qualidade da água. Quando, todavia, a água superficial for salinizada, como já citado antes, deve-se evitar os vales, notadamente dos rios mais extensos, mesmo que se caracterize a situação do riacho-fenda.

Vegetação - a influência da vegetação é pequena, tanto para a quantidade, como para a qualidade da água subterrânea. A atuação da vegetação para proporcionar maiores volumes armazenados de água no subsolo é de maneira indireta, pois na medida que dificulta o escoamento superficial, propicia condições de maior infiltração. Além disso, quanto maior é a cobertura vegetal, maior é a evapotranspiração e, conseqüentemente, maiores serão as precipitações que irão proporcionar melhores condições de recarga aos aqüíferos. Ao contrário, em regiões de vegetação escassa, as precipitações também o serão, diminuindo as recargas de água para os aqüíferos. É o que acontece nas regiões da mata chuvosa e do sertão semi-árido. Entretanto, a vegetação apenas constitui um fator participante das condições climáticas regionais, por isso a sua influência é relativa. Na qualidade, a influência da vegetação é ainda menor, pois somente em alguns casos, como em regiões encharcadas e ambiente redutor,

a vegetação pode acarretar má qualidade à água, pelo excesso de matéria orgânica. Existe, ainda, uma pequena parcela de contribuição das raízes das plantas nos processos de salinização, através de trocas iônicas com os minerais das rochas, assunto esse que será abordado mais adiante.

Infiltração de Soluções e Detritos - como soluções, serão aqui consideradas apenas aquelas que não possuem efeito salinizante, como as cloretadas, carbonatadas ou sulfatadas, pois o efeito destas já foi considerado, quando tratadas as influências da hidrografia e do relevo. As soluções com elevada concentração de sílica, associada ou não ao ferro, podem produzir a cimentação total ou parcial das fraturas, dizendo-se, nesse caso, que as fraturas se acham regeladas. Nesses casos, os reservatórios hídricos ficam definitivamente comprometidos, diminuindo ou, até mesmo, impermeabilizando totalmente o meio fissural, que se transforma num aqüífugo. Se,ao invés de substâncias dissolvidas, a água infiltrada carrear material detrítico, o efeito resultante poderá ser uma obstrução apenas parcial do meio fissural, quando esses detritos são grosseiros (fração areia) ou uma impermeabilização quase total se o detrito é fino (fração argila). Quanto à influência na qualidade da água, é muito reduzida, pois apenas a cimentação carbonática provoca uma elevação da dureza da água que, em geral, não a torna imprestável para os diversos usos a que se destina.

Coberturas Alóctones e Autóctones - como coberturas, são incluídos os capeamentos procedentes de uma sedimentação de material estranho à rocha subjacente ou encoberta (cobertura alóctone) como os depósitos de aluviões e coluviões, bem como os materiais procedentes de processos de intemperismo da própria rocha subjacente (cobertura autóctone). Estas últimas são as mais importantes, pois ocorrem em áreas mais extensas. As coberturas alóctones independem das condições fisiográficas da própria área onde são depositadas, pois procedem de outras áreas, principalmente no caso de aluviões. No caso de coluvião, a condição necessária é apenas topográfica, situando-se a área de recepção dos sedimentos, na base de elevações de onde procede a carga detrítica, movimentada, principalmente, pela ação da gravidade (encostas instáveis, taludes fortes etc.). As coberturas autóctones estão diretamente relacionadas às condições climáticas da região. Com efeito, o intemperismo que representa os efeitos de meteorização atuantes na superfície das rochas, pode ser físico ou químico, a depender do clima ser seco (quente ou frio) ou úmido (quente ou frio). O intemperismo físico acarreta uma desintegração das partículas minerais da rocha, atuando somente a pequenas profundidades (no máximo 20 cm), o que resulta na formação de solos muito rasos. Ao contrário, o intemperismo químico atua por decomposição dos minerais instáveis, sobretudo os silicatos ferromagnesianos, processo esse que alcança profundidades de até dezenas de metros, no que resulta a formação de espessas camadas de solo, denominadas de regolito ou eluvião, ou ainda, de manto de intemperismo. A existência de um regolito de considerável espessura constitui uma importante fonte de recarga das rochas fraturadas subjacentes, pois atua como uma fonte de captação da água precipitada em toda a superfície permeável (ou semipermeável), diminuindo a perda por escoamento e evitando ou minimizando o processo de evaporação. Infelizmente, nas regiões semi-áridas faltam as condições para formação de regolito, sendo os solos, em geral, de pequena espessura (no máximo 1 ou 2 metros), o que torna a situação de armazenamento da água subterrânea ainda mais problemática. A importância desse fator pode ser ressaltada pelas diferentes vazões apresentadas pelos poços localizados em áreas com coberturas de regolito, como no Sul do Brasil, e as áreas praticamente sem coberturas do Nordeste semi-árido. Nas primeiras, as vazões médias são em torno de 5 vezes (podendo chegar até 10 vezes) as vazões médias das segundas. Quanto à influência do manto de intemperismo na qualidade da água, é apenas moderada e, de certo modo, indireta, pois se a existência do manto decorre de maior umidade, que por sua vez acarreta maior precipitação, conseqüentemente, as águas serão melhores, conforme já abordado.

Efeitos dos Fatores Endógenos

Constituição Litológica - poucos são os trabalhos de pesquisa sobre a influência desse fator. No nível nacional, pode ser citado o trabalho publicado por Costa (1965), sob o título “Análise dos fatores que influenciam na hidrogeologia do cristalino”. Nesse trabalho, realizado com base em 50 poços perfurados na região Centro-Sul do estado da Paraíba, Costa (*op. cit*) concluiu que os gnaisses foram as rochas que apresentaram melhor vazão, com média de 4.400 L/h, contra os 1.000 L/h de vazão média dos cataclasitos e os 900 L/h de vazão média dos granitos. Um dado isolado, de apenas um poço, confere ao pegmatito a “boa” vazão de 6.500 L/h. Com relação à influência da rocha na qualidade química, o mesmo autor encontrou a média de resíduo seco mais baixa para os gnaisses, com 2.680 mg/L, contra 3.430 mg/L para os cataclasitos e 5.220 mg/L para os granitos. Em 1979, no Simpósio Nacional sobre Água Subterrânea em Rochas Fraturadas, realizado na Sudene, Costa apresentou uma análise estatística simplificada sobre os parâmetros físicos e químicos de 274 poços localizados no alto Paraíba. As vazões obtidas por tipo de rocha, na ordem decrescente, é a que aparece na tabela 3.2.2 (entre parênteses, o número de amostras).

Outras rochas foram também estudadas, porém o número de amostras muito reduzido, não tornou seus valores médios representativos. A média geral de

vazão, para todos os tipos de rocha, foi de 2.873 L/h, e da vazão específica, de 460 L/h/m. Quanto à relação do tipo de rocha com a qualidade da água, Costa (1986) chegou aos resultados (valores médios) da tabela 3.2.3. Internacionalmente, podem ser citados os mesmos trabalhos de Legrand (*op.cit.*) e Sever (*op.cit.*), principalmente o primeiro. Legrand analisou 490 poços de 3" de diâmetro e mais 189 poços com diâmetro igual ou superior a 5". As vazões médias encontradas (com número de amostras entre parênteses) são apresentadas na tabela 3.2.4.

O mesmo autor, analisando 282 poços nas regiões de Pittsylvania e Halifax, encontrou os resultados apresentados na tabela 3.2.5. A pesquisa de Sever (1964), em 50 poços na localidade de Dawson, não está muito representativa em termos de participação litológica, devido à divisão estabelecida em cinco zonas, todas com a participação de várias rochas, simultaneamente num mesmo poço. As pesquisas realizadas, tanto no Brasil como no exterior, revelaram que os micaxistos são as rochas que proporcionam as melhores vazões, seguidos dos gnaisses, migmatitos e granitos em ordem

Rocha	Vazão (L/h)	Vazão Específica (L/h/m)
Micaxisto	3.240 (28)	738 (20)
Gnaisse	3.060 (169)	511 (141)
Calcário crist.	2.700 (7)	421 (6)
Migmatito	2.556 (17)	245 (15)
Granito	1.825 (39)	176 (29)

Tabela 3.2.2 - Vazões por tipos de rocha nos poços do alto Paraíba (Costa, 1979).

Rocha	Resíduo Seco (mg/L)
Gnaisse	4.182 (131)
Granito	4.979 (26)
Migmatito	6.079 (6)
Micaxisto	7.649 (15)
Todas as rochas	4.677 (183)

Tabela 3.2.3 - Qualidade da água por tipos de rocha (Costa, 1979).

Rocha	Vazão (L/h)	
	∅ = 3"	∅ = 5"
Micaxisto	4.980 (168)	7.080 (87)
Granito	3.300 (234)	5.820 (88)
Diorito	3.120 (69)	7.080 (11)
Ardósia	2.400 (19)	9.480 (3)
Média	3.780 (490)	6.600 (189)

Tabela 3.2.4 - Vazões por tipos de rocha de acordo com os diâmetros dos poços (Legrand, 1959).

Rocha	Vazão Média (L/h)
Gnaisses variados	3.820 (172)
Hornblenda gnaisse	3.200 (8)
Granito gnáissico	3.200 (26)
Micaxisto c/granito	3.000 (20)
Micaxisto	2.500 (34)
Xistos verdes	1.800 (14)
Sericita-xisto/ardósia	1.600 (15)
Média de todos os poços	3.320 (289)

Tabela 3.2.5 - Vazões por tipos de rocha (Legrand, 1959).

decrescente. Essa relação entre o tipo de rocha e os volumes de água acumulados em suas fraturas, não é aleatória ou casual, pois, como será visto adiante, a intensidade de fraturamento é maior nas rochas de orientação planar (planos de xistosidade, de clivagem etc.). Além da característica favorável de fraturamento, os micaxistos possuem, ainda, uma certa permeabilidade em função da xistosidade. Em compensação, os micaxistos foram as rochas que apresentaram o mais elevado grau de salinização, seguidos dos migmatitos, granitos e gnaisses.

Soluções Mineralizantes - quando as fraturas atingem grandes profundidades, sobretudo em regiões de instabilidade tectônica, ficam sujeitas ao preenchimento de solutos mineralizantes a elevadas temperaturas. Ao se resfriarem essas soluções, ocorre a cristalização dos íons que se achavam dissolvidos, formando depósitos minerais que provocam o regelamento das fraturas. A ocorrência desse fenômeno é pouco freqüente, não devendo ser levado em conta no embasamento cristalino brasileiro.

Estruturas Geológicas - a análise estrutural que interessa à hidrogeologia, diz respeito, sobretudo, ao fraturamento das rochas, e, secundariamente, ao dobramento (fraturamento associado ao dobramento). Por outro lado, a análise estrutural pode ser abordada em várias escalas, conforme se acha apresentado na tabela 3.2.6. Todos os resultados apresentados com os diferentes padrões adotados numa mesma área de estudo, deverão coincidir na interpretação de um determinado fenômeno, tanto na causa como nos efeitos dela decorrente. A análise da mecânica de deformação que ocorre, por exemplo, ao longo de uma grande falha, deverá revelar a mesma causa e os mesmos efeitos (direção e sentido de maior deformação, direções de fendilhamentos associados etc.) quer o estudo seja procedido em escala microscópica, quer em escala macroscópica (meso, macro ou megascópica). De um modo geral, a geologia estrutural pode ser divididada em três campos, considerando-se os quatro níveis de escalas mencionados:

- petrofábrica - estuda as microestruturas dos minerais e das rochas;
- geoestrutural - estuda as estruturas macroscópicas em escala de afloramento (inclui a meso e a macroestrutural).
- geotectônica - estuda as megaestruturas.

Neste texto, serão abordados apenas os aspectos ligados à geoestrutural, baseados na mecânica das rochas (item 3.2.5). Apesar da elevada influência que representa para a potencialidade hídrica subterrânea das rochas cristalinas, a estrutura não tem sido muito relacionada às vazões dos poços nas pesquisas realizadas, inclusive no nível internacional. Um dos poucos trabalhos que se conhece, com análise de resultados, é o de Costa (1965), em que é apresentado, na tabela 3.2.7, uma relação entre a vazão, o resíduo seco e o tipo de fratura (classificação geométrica). Os valores apresentados para as fraturas dos tipos ortogonal e longitudinal não são representativos, devido ao reduzido número de amostras utilizado. Constata-se que a fratura do tipo transversal é a que proporciona melhores condições de armazenamento e, em função de uma melhor condição de percolação, também uma melhor qualidade da água. As razões desse melhor condicionamento estrutural serão analisadas com maior detalhe no tópico que se segue, onde será estabelecida uma relação entre o mecanismo de deformação e o esforço atuante.

Escala de Estudo	Características do Estudo
Micro-Estrutural	Análise das estruturas em escala microscópica, estudadas em lâminas de rocha, ao microscópico petrográfico.
Meso-Estrutural	Análise das estruturas em escala macroscópica, estudadas em amostras de mão, com ou sem auxílio de lupa de bolso, podendo ser correlacionadas entre si, dentro de um mesmo afloramento.
Macro-Estrutural	Análise das estruturas em escala macroscópica, estudadas ao longo de um afloramento rochoso, sem auxílio da lupa, podendo ser correlacionadas entre um afloramento e outro.
Mega-Estrutural	Análise das estruturas em escala macroscópica, estudadas num contexto regional, como um geossinclinal, um cráton, uma bacia etc.

Tabela 3.2.6 - Escalas de estudo das estruturas rochosas.

Tipo de Fratura	Nº Poços	Prof. (M)	Vazão (L/H)	RS (Mg/L)
Transversal	23	44	5.140	2.090
Angular	24	52	2.580	3.970
Ortogonal	2	55	220	9.470
Longitudinal	1	30	4.400	1.210
Média geral	50	48	3.700	3.160

Tabela 3.2.7 - Relação dos tipos de estrutura com a potencialidade e qualidade da água no poço (Costa, 1965).

3.2.5 Origem e Mecânica da Deformação Ruptural

Condicionantes Intervenientes na Deformação dos Maciços Rochosos

Um meio rochoso, como qualquer meio sólido descontínuo, está sujeito a diferentes tipos de deformações, em função de suas características elásticas e mecânicas e do estado de tensões a que está submetido.

Na evolução geológica por que passa um determinado maciço rochoso, esses fatores são extremamente condicionados pela variação de profundidade. Assim é que, a grandes profundidades, predominam os elevados estados de tensões compressivas e as altas deformações por dobramentos e recristalizações de minerais, sem, contudo, desenvolver a deformação ruptural. Já em pequenas profundidades, é menor o efeito da temperatura sobre as características mecânicas da rocha e o estado de tensões é dos mais variados, permitindo a deformação ruptural dos maciços rochosos em diferentes estilos e direções.

A deformação que envolve a plastificação dos maciços rochosos sem chegar a romper, somente piora as condições de permeabilidade desses maciços, já que a recristalização reduz sua porosidade intersticial. Por esse motivo, não será abordado aqui esse tipo de deformação.

Mecanismo da Deformação Ruptural

A análise da deformação ruptural, que possa ser adaptada às condições geológicas, deve considerar, em princípio, que o meio a se deformar é quase homogêneo, contínuo e isotrópico. Nessas condições, serão analisados os diferentes tipos de rupturas ocorrentes, em função dos vários estados de tensões que podem solicitar um corpo. Em princípio, podem ocorrer tensões normais (s) às faces do corpo, puramente compressivas (figura 3.210a) ou puramente tracionais (figura 3.2.10b). Em ambos os casos, desenvolvem-se tensões tangenciais ou de cisalhamento (τ), conforme indicadas na figura 3.2.10. Pode, ainda, estar o corpo submetido a tensões normais compressivas em determinada direção e tracionais em outra, o que não altera a distribuição demonstrada nas figuras 3.2.10 (a e b) para as tensões tangenciais. Na análise de ruptura, apenas interessa conhecer a diferença entre as tensões normais máxima (σ_1) e mínima (σ_3), pois a tensão normal intermediária (σ_2) jamais interferirá na ruptura, conforme mostra o gráfico de Mohr da figura 3.2.11, segundo Zienkiewicz & Stagg (1968).

Nessas circunstâncias, toda a análise de ruptura será desenvolvida, ao longo do plano que contém as tensões normais σ_1 e σ_3 (esquema bidimensional) e que corresponde ao plano mostrado em tracejado nas figuras 3.2.10a e 3.2.10b, considerando que essas tensões estejam ocorrendo nas direções **x** e **z**.

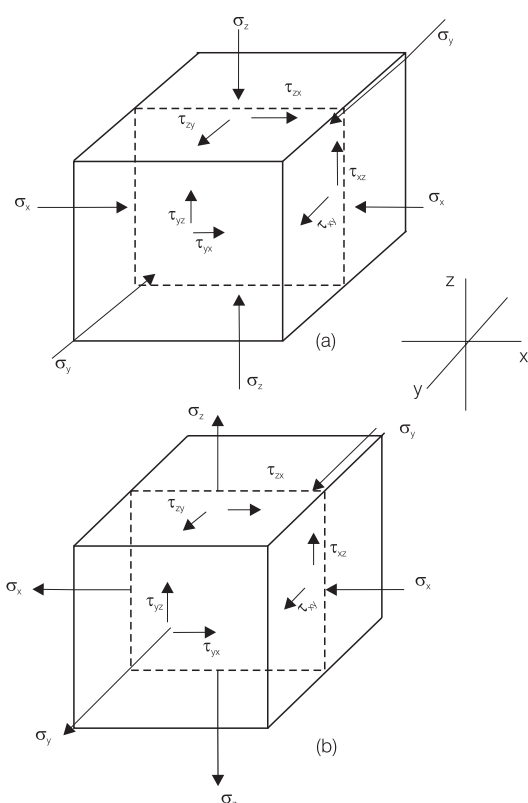



Figura 3.2.10 - Esquema de tensões aplicadas a um corpo: (a) as tensões normais (σ) são compressivas; (b) as tensões são tracionais. Desenvolvem-se ainda, em ambos os casos, as tensões tangenciais (τ) ou de cisalhamento.

Figura 3.2.11 - Gráfico de Mohr, mostrando que a envoltória de ruptura apenas tangencia o círculo de raio (σ_1 - σ_3)/2 (Zienkiewicz & Stagg, 1968).

No estado de tensões uniaxial ($\sigma_2 = \sigma_3 = 0$) de compressão, desenvolvem-se, no corpo comprimido, tensões de tração (σ_t) no sentido transversal à tensão de compressão, conforme mostra a figura 3.2.12a. Se essas tensões tracionais geradas ultrapassarem a resistência à tração do corpo (S_t), ocorrerá a ruptura por tração, ao longo do plano perpendicular às tensões de tração geradas, de acordo com o esquema de ruptura representado pelo gráfico de Mohr da figura 3.2.12a.

A figura 3.2.12b mostra o mesmo tipo de ruptura, para o estado de tensões mista, em que σ_1 é de compressão e σ_3 é de tração, sendo que, nesse caso, é iminente a ruptura de tração, pois a tensão σ_t, acrescida de σ_3 é sempre superior à resistência à tração do corpo, S_t (Jaeger & Cook, 1968).

Voltando ao estado uniaxial compressivo, se a tensão σ_t for inferior à resistência μ_τ, não ocorrerá ruptura por tração, podendo, então, ocorrer ruptura por cisalhamento ou, simplesmente, não haver qualquer tipo de ruptura. Para que haja a ruptura por cisalhamento, é necessário que a tensão de cisalhamento (τ), gerada pela compressão, seja superior à resistência ao cisalhamento do corpo (μ_S) e nesse caso, a ruptura ocorrerá segundo um dos dois (ou ambos) planos inclinados representados na figura 3.2.13, e de acordo com o esquema mostrado pelo gráfico de Mohr dessa mesma figura.

No estado de tensões triaxial compressivo, as tensões σ_2 e σ_3 vão reforçar a resistência à tração do corpo e, por isso, é difícil ocorrer a ruptura por tração, a não ser em casos onde a tensão mínima é muito pequena e a resistência à tração muito baixa. Em geral, ocorre para esse estado de tensões, a ruptura por cisalhamento, conforme os esquemas da figura 3.2.14.

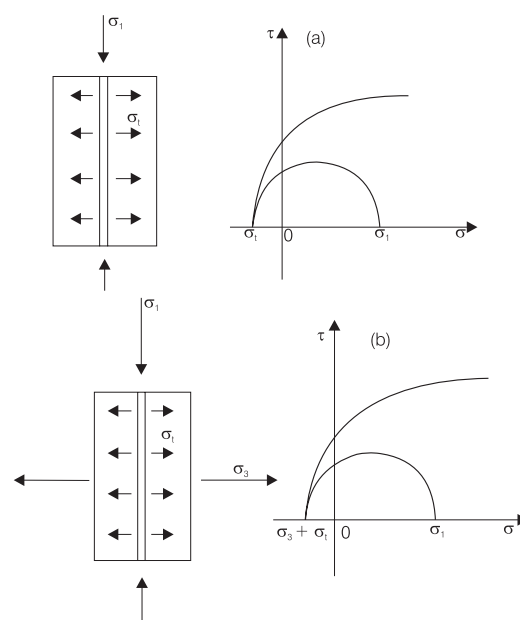



Figura 3.2.12 - Tensões de tração (σ_t) desenvolvidas num corpo submetido à compressão: (a) estado de tensões uniaxial; (b) estado de tensões misto, com σ_1 de compressão e σ_3 de tração (Jaeger & Cook, 1968).

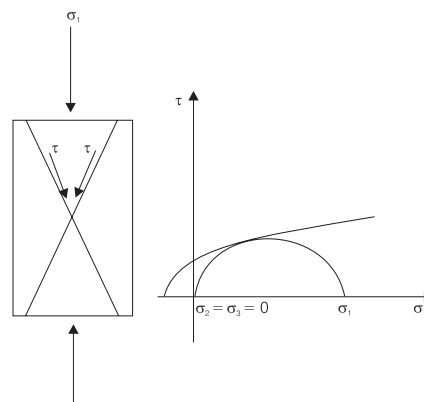



Figura 3.2.13 - Desenvolvimento de rupturas por cisalhamento quando a tensão de cisalhamento ultrapassa a resistência de cisalhamento.

A inclinação do plano de ruptura por cisalhamento, com relação ao maior esforço, depende do ângulo de atrito do corpo - θ (teoria de Coulomb & Navier, citada por Obert & Duval, 1967). Esquematizando a distribuição de tensões geradas por σ_1 em relação a um dos planos de cisalhamento mostrados na figura 3.2.14, pode-se observar, através do gráfico de Mohr (figura 3.2.15), que o ângulo a em questão, é expresso pela seguinte equação:

$$\alpha = 45^o - \theta/2 \qquad (3.2.1)$$

Análise da Deformação Ruptural na Geologia

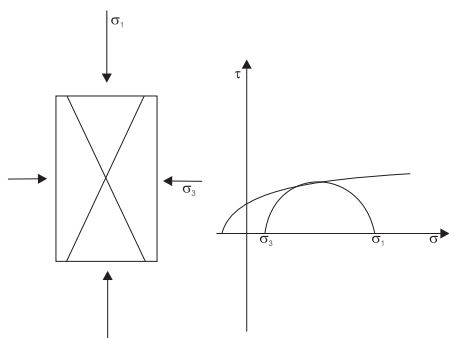
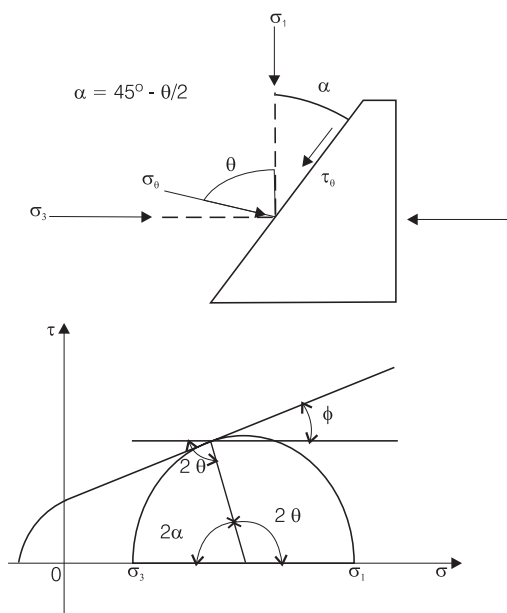
As deformações rupturais que ocorrem no campo geológico têm mecanismos similares aos expostos no item anterior (ver também o capítulo 3.1). Importa, todavia, analisar, a influência exercida pelos diferentes estados de tensões atuantes, onde assumem particular importância as de origem tectônica, além das características elásticas e de resistência das rochas. Outros fatores que merecem ser analisados são as descontinuidades intrínsecas do maciço rochoso, além dos processos dinâmicos externos e internos que ocorrem na crosta terrestre. Essa análise, apresentada com detalhe no capítulo anterior, será aqui reforçada, em função de sua grande importância para a compreensão do problema de armazenamento de água que será abordado no item 3.2.5.

Estado de Tensões Tectônicas - as tensões tectônicas atuam no sentido tangencial à crosta terrestre, em suas camadas ou geosferas mais profundas. Assim, quando um maciço rochoso está sujeito a essa condição, o seu estado de tensões pode ser definido por um dos dois elipsóides de tensões mostrados na figura 3.2.16. Os fatores que irão condicionar um desses dois tipos de estado de tensões são: peso do recobrimento rochoso, em função da profundidade em que ocorre o fenômeno e estado de confinamento lateral a que está sujeito o maciço ao se deformar. Predominando o estado de tensões mostrado na figura 3.2.16a, as deformações rupturais ocorrem segundo os planos indicados na figura 3.2.17. Nesses casos, a ruptura ocorre por cisalhamento e seus planos correspondem ao tipo **k01** de Sander (1948) descritos por Larsson (1967, 1968, 1977), porém, limitados àqueles de fraca inclinação, pois o ângulo de mergulho desses planos rupturais (interseção com o plano horizontal) corresponde ao ângulo α definido na figura 3.2.15. Pela equação (3.2.1), esse ângulo é função do ângulo de atrito ϕ do maciço rochoso. Considerando que ϕ varia entre 30º e 60º para os diferentes tipos de rocha (Rzhewsky & Novik, 1971), conclui-se que o ângulo α deve variar entre 15º e 30º. Quando o estado de tensões existente corresponder ao mostrado na figura 3.2.16b, as deformações rupturais serão do tipo indicado na figura 3.2.18. Nesse caso, os planos de ruptura são sempre verticais, podendo

Figura 3.2.14 - Planos de ruptura por cisalhamento, desenvolvidos no estado de tensões triaxial compressivo. Variação apenas no Gráfico de Mohr.

Figura 3.2.15 - Relação entre o ângulo de inclinação do plano de ruptura por cisalhamento (α) e o ângulo de atrito (θ). σ_q é a tensão normal que atua sobre o plano de ruptura.

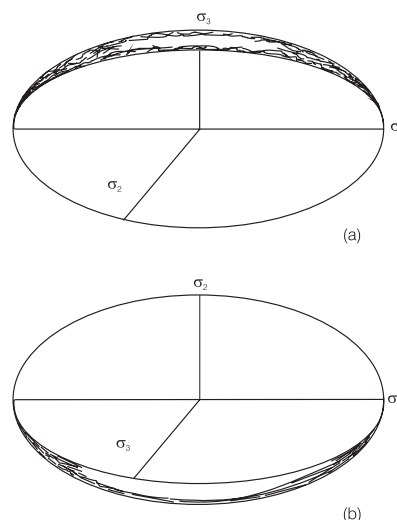



Figura 3.2.16 - Elipsóides de tensões tectônicas: (a) a menor tensão (σ_3) está na vertical; (b) σ_3 está na horizontal. A maior tensão (σ_1) é sempre na horizontal. Em ambos os casos irá ocorrer fraturamento por cisalhamento, segundo direções diferentes.

ocorrer dois tipos de ruptura: por cisalhamento e por tração. Se a tensão τ_3, acrescida da resistência à tração da rocha, for superior a σ_t gerada por σ_1 (caso mais freqüente, predominará a ruptura por cisalhamento, com planos verticais formando um ângulo máximo de 60º entre si (2α), com σ_1 em sua bissetriz. Esses planos correspondem aos **hk0** de Sander, conforme mostrado na figura 3.2.18. Desde que σ_t suplante a resistência à tração acrescida de σ_3, ocorrerá a ruptura por tração, segundo planos verticais paralelos a σ_1, e que correspondem ao plano ac de Sander (figura 3.2.18). É importante observar que, por sua própria gênese, os planos de ruptura por tração tendem a ser abertos, enquanto os de cisalhamento são fechados.

Finalmente, deve ser analisada a situação geológica em que a deformação ruptural está associada à

Figura 3.2.17 - (a) Planos h0l em que ocorrem as fraturas de cisalhamento em função de tensões atuantes conforme a figura 3.2.16 a. (b) Representação dos planos em estereograma (Sander, 1948).

Figura 3.2.18 - (a) Quando o estado de tensões atuante corresponde ao da figura 3.216b, podem desenvolver-se fraturas de cisalhamento (hk0 de Sander) ou de tração (ac). (b) Representação em estereograma.

deformação por dobramento. Considerando uma camada de competência média a alta, sendo comprimida horizontalmente, em condições que propiciem um dobramento acompanhado de rupturas, deve ser levado em conta que o dobramento gera tensões secundárias importantes, que diferem ao longo da espessura da camada dobrada. Como é mostrado na figura 3.2.19, desenvolvem-se tensões de tração (σ_t) na parte externa da dobra e de compressão (σ_c) na parte interna. As primeiras, criam rupturas por tração, cujos planos são paralelos ao eixo do dobramento, enquanto a compressão geralmente deforma a parte interna de dobras por enrugamento ou por esmagamento. Esse novo tipo de ruptura de tração ocorre perpendicularmente à superfície da camada dobrada. Assim, nas dobras simétricas, como a mostrada na figura 3.2.19, a ruptura mais central corresponde ao plano axial e contém a crista da dobra, sendo, portanto, um plano vertical, correspondente ao plano bc de Sander. Os demais planos desse tipo de ruptura, apresentam ligeira inclinação em direção ao centro de curvatura da dobra, sendo tal inclinação indicada no estereograma da figura 3.2.19, onde tais planos aparecem como meridianos próximos ao centro.

Características Físicas das Rochas - embora a ruptura dos maciços rochosos seja fundamentalmente dependente do estado de tensões atuante sobre as mesmas, há de considerar-se a importância das características físicas da rocha no comportamento ruptural desses maciços. A primeira influência já foi citada e refere-se ao ângulo de atrito (θ), responsável pelas relações geométricas entre os planos de cisalhamento e as tensões atuantes. Esse parâmetro é uma parcela da resistência ao cisalhamento (μ_S) que depende da seguinte equação:

Figura 3.2.19 - Fraturamento em dobras de grande raio de curvatura. A fratura mais central coincide com o plano axial e contém a crista da dobra (fratura bc de Sander). As demais desse tipo (paralelas a bc) apresentam ligeiro mergulho para o centro da dobra. Os demais tipos (ac e hk0) já foram vistos anteriormente.

$$\gamma = (I.DH / (v^2/2g)\tau = c + \sigma \text{ tg } \theta \quad (3.2.2)$$

O segundo membro da equação (3.2.2) corresponde a μ_S, que deverá ser igual ou maior que τ, para que não haja ruptura. Dessa equação do equilíbrio de cisalhamento, os elementos τ e σ, dependem do estado de tensões atuantes, conforme foi mostrado na figura 3.2.15. Todavia, os parâmetros **c** (coesão) e θ (ângulo de atrito) são intrínsecos da rocha e definem a sua resistência à ruptura por cisalhamento. Assim, quanto maior for o valor desses parâmetros, mais intensivo necessitará ser o estado de tensões, para provocar a ruptura por cisalhamento, e menor será o ângulo a_1 entre σ_1 e o plano de ruptura. Outra característica física da rocha, que influi na ruptura, é o seu módulo de elasticidade (E), como se pode deduzir da expressão:

$$\sigma = E\,\varepsilon \quad (3.2.3)$$

sendo, σ a tensão aplicada, **E** o módulo de elasticidade e ε a deformação sofrida.

Pela equação (3.2.3) constata-se (Price, 1959) que quanto maior for o módulo **E** de uma rocha, mais intensas serão as tensões necessárias para produzir uma mesma deformação. Disso resulta que as tensões de tração (σ_t) geradas pelo esforço compressivo (figuras 3.2.12, 3.2.18 e 3.2.19) serão bem maiores nas rochas de maior módulo de elasticidade, ou seja, nas rochas mais resistentes, propiciando uma maior abertura entre os planos de ruptura por tração.

O módulo de elasticidade (E) influi, ainda, na deformação. Segundo Price (*op.cit.*), a intensidade de fraturamento de um maciço rochoso depende da energia de deformação ω, acumulada nesse maciço e que é definida pela equação:

$$w = \frac{\sigma^2}{2E} \quad (3.2.4)$$

Nessas condições, é maior a freqüência de planos de ruptura, nas rochas de mais baixo módulo **E**. Analisando-se todas as influências das características físicas das rochas em sua deformação ruptural e levando-se em consideração as propriedades litológicas, conseqüentes da composição mineralógica e do tipo de textura, pode-se chegar às seguintes constatações:

- o comportamento estrutural de uma rocha ao ser tensionada, depende das proporções existentes entre os minerais de resistências diferentes;
- os minerais granulares e isentos de planos de clivagem, como o quartzo, são os mais resistentes ao cisalhamento e possuem maior módulo **E**. Os minerais placosos são menos resistentes e de mais baixo módulo **E**;
- quanto mais fina a textura da rocha, maior será a sua resistência, pois será menor a influência dos planos de clivagem dos cristais mais desenvolvidos (ex. feldspatos);
- as rochas pouco ou não orientadas, com predomínio de minerais resistentes, apresentam geralmente uma baixa freqüência de rupturas, todavia, são mais abertos os planos de fraturas originados por tração;
- nas rochas metamórficas orientadas, quanto mais baixo o grau de metamorfismo, menor é a resistência ao cisalhamento e mais elevada é a energia de deformação acumulada, aumentando a intensidade de ruptura por cisalhamento. Todavia, as rupturas por tração apresentam planos quase tão fechados quanto os de cisalhamento.

Descontinuidades Intrínsecas do Maciço Rochoso - quando um maciço rochoso orientado (ex. estratificado) é tensionado, nem sempre as rupturas obedecem aos modelos ilustrados na figura 3.2.16, porém, tal fato em nada invalida os princípios demonstrados no item 3.2.4 (Mecanismo de Deformação Ruptural), para explicar o mecanismo dos diferentes tipos de ruptura. Acontece que os parâmetros físicos que comandam a amplitude da ruptura e o posicionamento dos planos de quebramento, dentre os quais se destaca o ângulo de atrito, não são uniformes ao longo de toda a rocha, sendo mais influentes para a ruptura, aqueles correspondentes aos minerais mais fracos ou aos planos de descontinuidade já existentes. Assim, a menos que tenha havido uma cimentação secundária, ao longo de um plano preexistente de descontinuidade, como de xistosidade, estratificação, ou qualquer outra orientação de minerais (principalmente placosos), esses planos possuirão parâmetros físicos de resistência e elasticidade bastante inferiores aos do restante da rocha. Nessas condições, será preponderante a influência desses planos de fraqueza na ruptura da rocha e, conseqüentemente, será de grande relevância a relação existente entre a orientação do plano de descontinuidade e os esforços aplicados. Segundo a equação (3.2.1), o ângulo α, entre o plano de ruptura por cisalhamento e a tensão compressiva atuante, é no máximo igual a 30º, supondo ângulos de atrito das rochas no intervalo $30^o =< \theta <= 60^o$. A experiência todavia, tem demonstrado (Ragan, 1968) que esse ângulo pode chegar a 60º, dependendo da influência das descontinuidades do maciço.

Processos Dinâmicos da Crosta Terrestre - a evolução tectônica por que tem passado a crosta terrestre envolveu uma contínua transformação de materiais, que assumiram aspectos líticos e estruturais variados, por conta dos diferentes processos a que foram submetidos, na complexa dinâmica em que ocorreu a formação dessa crosta. Assim é que muitos sedimentos foram afundados, através das grandes bacias geossinclinais, passando seus materiais, das condições reinantes na superfície, para as elevadas pressões e temperaturas reinantes nos processos orogenéticos desenvolvidos em profundidade. Por outro lado, os movimentos epirogenéticos causaram o levantamento de extensos

blocos e o afundamento de outros, numa constante troca de ambientes para esses materiais. De todas essas relações entre processos dinâmicos de origem tectônica e isostática, ressalta-se uma situação que muito tem influído na caracterização da deformação ruptural dos maciços rochosos. Refere-se ao processo de epirogênese positiva em uma região da crosta anteriormente afetada por processos orogenéticos. Durante a orogênese, elevadas tensões tectônicas ficaram confinadas no maciço formado, no plano tangencial à crosta, porém, em profundidade. Evidentemente, as maiores tensões acumularam-se perpendicularmente à xistosidade imposta à rocha formada (Costa, 1972). Quando esse maciço for soerguido até a superfície da crosta pela epirogênese, passará a ocupar um maior espaço lateral, pois a circunferência da Terra vai aumentando o seu raio de curvatura de dentro para fora, conforme mostra a figura 3.2.20. Quando o bloco ABCD subiu da posição 1 para 2, houve um acréscimo lateral de espaço correspondente a ΔL e, nessas condições, as tensões de compressão que estavam confinadas nesse bloco, na posição 1, foram liberadas, quando o bloco atingiu a posição 2, passando a funcionar nessa posição na forma de tração.

Como resultado, surgem fissuras de tração, perpendiculares a essa nova tensão e, portanto, paralelas aos planos de xistosidade dessa rocha, conforme ilustra a figura 3.2.21. Essas fissuras são chamadas de longitudinais (classificação geométrica), por serem dispostas paralelamente à xistosidade, porém, possuem seus planos geralmente abertos, por resultarem de tensões tracionais. Costa (*op.cit.*) mostrou que, freqüentemente, esses blocos do maciço rochoso ao sofrerem ruptura por tração na parte mais superficial da crosta, são deslocados pelo efeito do seu próprio peso e, nesses casos, tudo se passa como se a maior tensão compressiva estivesse na vertical, produzindo falhas de gravidade (teoria de Costa, *op.cit.*, para explicar a origem dos falhamentos da serra do Mar). O esquema dessa deformação ruptural corresponde ao apresentado na figura 3.3.22. Nesses casos, embora a ruptura tenha sido originada por tração, os planos encontram-se pouco abertos a fechados, pois o comportamento de deslocamento dos blocos fraturados é análogo ao de ruptura por cisalhamento, podendo inclusive, dar origem a *slickensides.*

Figura 3.2.20 - Subida de bloco continental por epirogênese positiva.

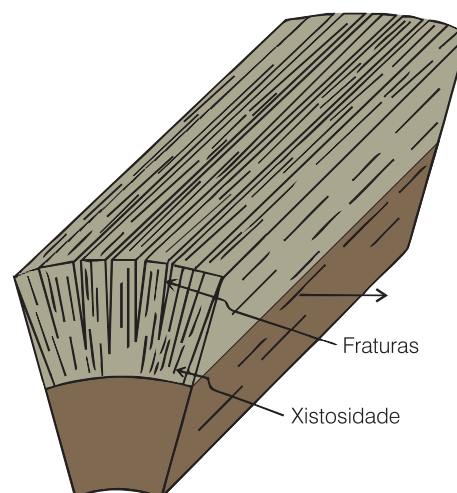



Figura 3.2.21 - Fraturas longitudinais desenvolvidas ao longo dos planos de xistosidade.

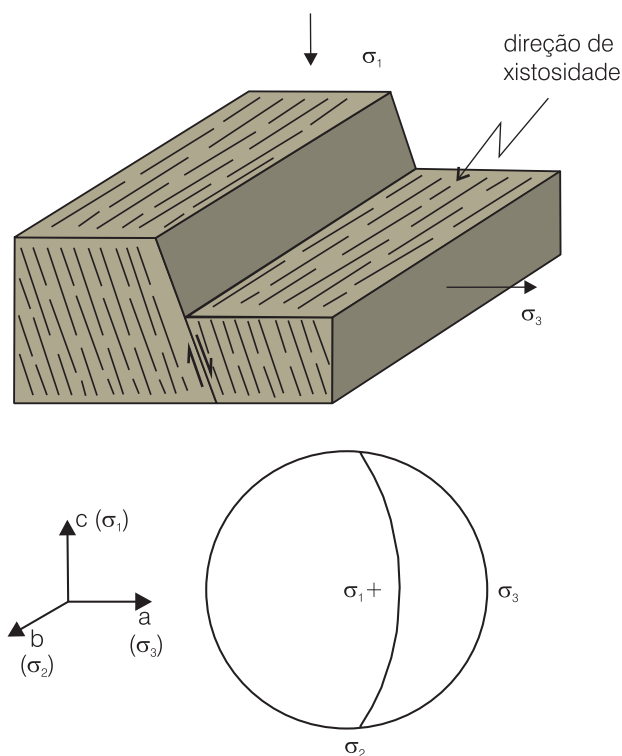



Figura 3.2.22 - Esquema ilustrativo de um falhamento de gravidade produzido por um esforço tracional próximo à superfície. Tudo se passa como se a maior tensão compressiva estivesse na vertical (Costa, 1972).

Processos Físicos Externos à Crosta - um outro tipo de ruptura de meios rochosos, conseqüente de alívio de tensões, ocorre relacionado com os processos externos de modelagem da crosta terrestre, através da erosão (processo atectônico). Quando o maciço rochoso se encontra na proximidade da superfície terrestre, a tensão σ_3 é muito baixa e corresponde ao peso do recobrimento existente sobre o maciço considerado. Se esse recobrimento for retirado, pelo efeito da erosão, a tensão σ_3 que anteriormente era compressiva, torna-se aliviada pela falta do material retirado, transformando-se numa tensão de tração, de forma análoga ao explicado na figura 3.2.20. Em conseqüência, aparecem planos de ruptura perpendiculares à tensão de tração surgida e como a mesma é perpendicular à superfície de erosão, aquelas rupturas ocorrem sempre paralelamente à superfície topográfica. São as denominadas *sheet joints* ou juntas de descompressão. Sua abertura depende da espessura de material rochoso que ainda se mantém acima do plano de ruptura, mas, em geral, são bem abertas, pois uma vez quebradas pela tensão tracional supra descrita, não voltam mais a se unir (os blocos afastados ou abertos) devido às irregularidades do plano de ruptura. A figura 3.2.23 mostra como aparecem essas juntas e como se justificam pelo gráfico de Mohr.

Modelo de Deformação Integrada - os vários tipos de deformação ruptural, analisados nos itens precedentes, podem apresentar-se em todo ou parcialmente agrupados, em uma mesma região, dependendo da variação no estado de tensões sofrida pelo maciço rochoso local, durante a sua evolução geológica. O modelo de deformação integrada de Larsson (1977) visa analisar um conjunto de diferentes rupturas presentes em uma mesma região, como base para aplicação desses conceitos à hidrogeologia do cristalino.

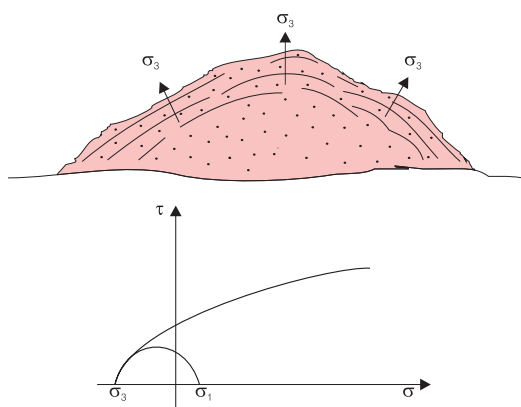



Figura 3.2.23 - Esquema da formação das juntas de descompressão ou *sheets joints*. Pela erosão a tensão σ_3 passa de compressiva para tracional, acarretando o fendilhamento paralelo à superfície topográfica.

Esse modelo é reproduzido na figura 3.2.24, porém complementado pelos gráficos explicativos para analisar os diferentes estados de tensões, que deram origem a tais rupturas. A numeração das fraturas apresentadas não consta do modelo original, tendo sido usada para possibilitar a análise de tensões presentemente procedida.

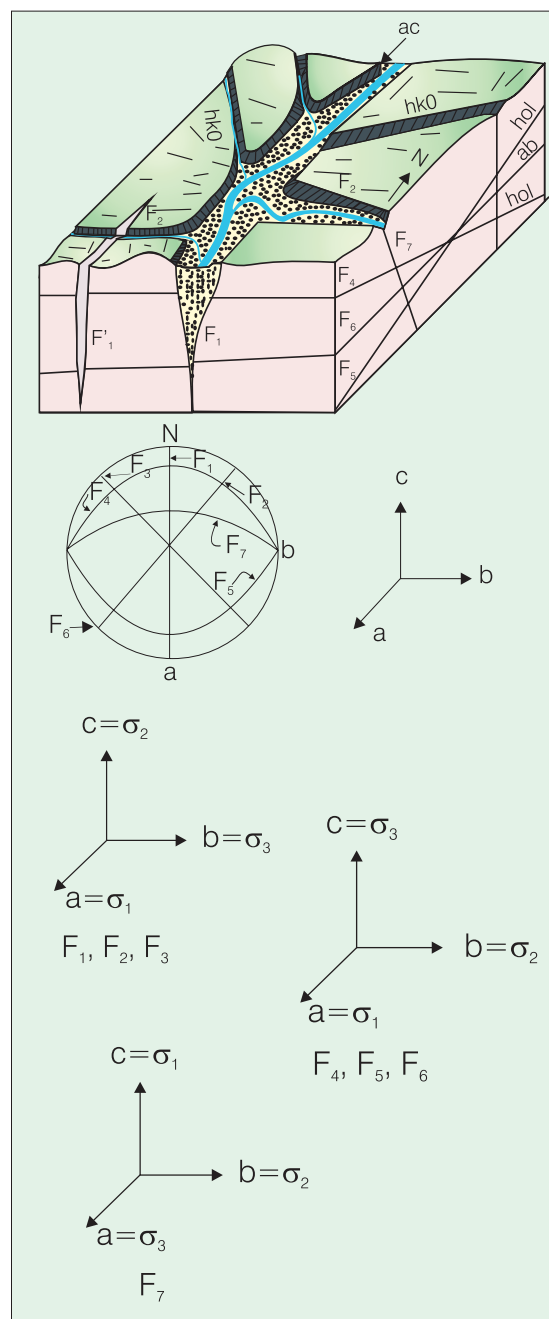



Figura.3.2.24 - Modelo de deformação integrada. Num mesmo bloco rochoso, acham-se representados vários tipos de fraturas originadas de diferentes estados de tensão. As fraturas F_1, F_1', F_6 e F_7 são de tração enquanto que F_2, F_3, F_4 e F_5 são de cisalhamento. A fratura F_1 é preenchida por material permeável, enquanto que F_1' é preenchida por material impermeável (modificado de Larsson, 1977).

3.2.6 Fluxo em Meio Fissurado

Leis de Escoamento e Regimes de Escoamento numa Fratura

O fluxo através de uma fratura obedece a leis de escoamento que, por sua vez, são função do regime de escoamento a que está submetida a fratura. A rugosidade das paredes da fratura constitui um dos principais fatores, pois irá exercer uma grande influência sobre o coeficiente de atrito (l). Assim é que serão considerados na análise do fluxo apresentada a seguir, três casos distintos, que são definidos pela rugosidade relativa:

- Fratura plana polida - rugosidade relativa ($\varepsilon = \Re/DH < 0{,}033$);
- Fratura plana rugosa - rugosidade relativa ($\varepsilon = \Re/DH > 0{,}033$); e
- Fratura ondulada rugosa - escoamento influenciado pela micro e macrorrugosidade.

O valor da rugosidade relativa (ε) foi definido pela primeira vez para fluxo em fraturas por Lomize e corresponde ao valor limite para o qual o fluxo deixa de ser paralelo e começam a vigorar novas leis de escoamento. Será vista, a seguir, uma análise matemática elementar para cada caso supradescrito, tomando por base, principalmente, o coeficiente de atrito.

Escoamento Paralelo: Fratura Plana Polida

O coeficiente de atrito (λ), depende do número de Reynolds (Re) e da rugosidade relativa (ε), de acordo com as experiências de Nikuradse (Costa, 1986). Igualmente em função das experiências de Nikuradse, podem ser distinguidas as leis a seguir descritas (figura 3.2.25).

Domínio 1 - Regime laminar em sistema hidraulicamente liso ($\lambda = f(Re)$):

$$v = K_f \; i_f \qquad (3.2.5)$$

onde, **v** é a velocidade de escoamento (laminar), $\mathbf{K_f}$ é a condutividade hidráulica da fratura e $\mathbf{i_f}$ é o gradiente hidráulico atuando no plano da fratura.

Segundo Louis (1974):

$$K_f = C\, a^2 \qquad (3.2.6)$$

$$C = g / 12\, \upsilon \qquad (3.2.7)$$

A equação (3.2.5) pode então ser escrita como:

$$v = (g / 12\, \upsilon)\, a^2 i_f \qquad (3.2.8)$$

O diâmetro hidráulico é igual ao dobro da abertura de uma fratura, a partir do conhecimento da relação entre o raio hidráulico e o diâmetro hidráulico:

$$RH = S/P = (\pi DH^2/4)/\pi DH = DH/4 \qquad (3.2.9)$$

$$DH = 4RH = 4(aL / 2L) = 2a \qquad (3.2.10)$$

onde, **RH** é o raio hidráulico, **DH** é o diâmetro hidráulico, **S** é a área da seção perpendicular ao escoamento, **P** é o perímetro molhado, **a** é a abertura da fissura e **L** é a largura de escoamento.

Na expressão que representaria o perímetro molhado, ($P = 2L + a$), foi desprezado o valor de **a**, por ser muitas vezes inferior ao valor de **L** (ou seja $L >> a$). Substituindo o valor de **a** pelo equivalente **DH/2**, na equação (3.2.8):

$$v = (g / 12\, \upsilon)(DH^2 / 4) i_f = (2g\, DH^2\, i_f) / (96\, \upsilon) \qquad (3.2.11)$$

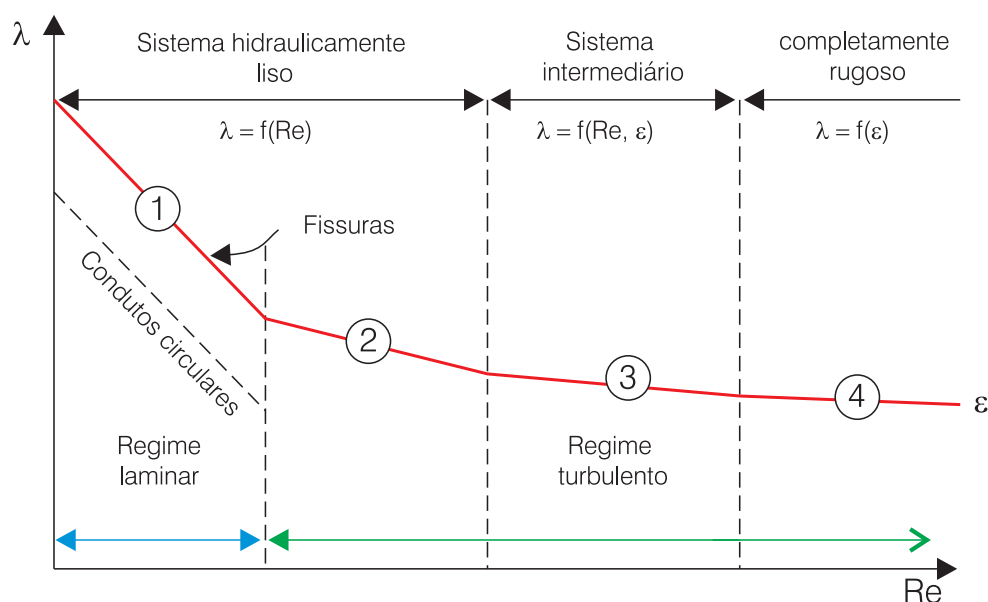



Figura 3.2.25 - Leis e regimes de escoamento numa fratura (Louis, 1974).

De onde se tira o valor de $\mathbf{i_f}$:

$$i_f = (96\ \upsilon\ v) / (2g\ DH^2) \qquad (3.2.12)$$

Considerando o valor de RE = (v DH)/ υ , vem:

$$i_f = (96\ v^2) / (Re\ 2g\ DH) \qquad (3.2.13)$$

A expressão 3.2.13 corresponde à lei de escoamento em regime laminar de um fluido viscoso incompressível, entre dois planos paralelos, segundo experiência de Hele-Shaw (Louis, 1974). Esta relação é semelhante à relação entre as mesmas propriedades hidráulicas de fluxo através de tubos, em regime laminar:

$$i_f = (64\ v^2) / (Re\ 2g\ DH) \qquad (3.2.14)$$

A relação 96/Re da equação (3.2.13), ou 64/Re da equação (3.2.14), corresponde ao coeficiente de atrito (λ), como será demonstrado a seguir. De (3.2.14) o valor de λ em função de **i**, será dado por:

$$\lambda = (i\ DH) / (v^2/2g) \qquad (3.2.15)$$

Da equação (3.2.13), vem:

$$(i_f\ DH) / (v^2/2g) = 96/Re \qquad (3.2.16)$$

Comparando (3.2.15) e (3.2.16) resulta em:

$$\lambda = 96/Re \qquad (3.2.17)$$

Considerando as equações (3.2.16) e (3.2.17), o valor de $\mathbf{K_f}$ da equação (3.2.6) passará a ser:

$$K_f = (\gamma\ a^2) / (12\ \mu) \qquad (3.2.18)$$

Como na água, **g** = 1 g/cm³, e **m** = 1 cp, a equação anterior fica reduzida à seguinte expressão:

$$K_f = a^2 / 12 \qquad (3.2.19)$$

Essa expressão que relaciona a condutividade hidráulica de uma fratura com o quadrado da sua abertura, foi encontrada por Braester (1977), através da comparação entre a equação de Hele-Shaw e a equação de Darcy, levando em conta, ainda, a equação da conservação da massa. Nos exemplos citados por Braester (*op.cit.*), transcritos resumidamente na tabela 3.2.8, pode-se visualizar melhor a grande influência que exerce na condutividade hidráulica, a abertura de uma fratura.

Domínio 2 - Regime turbulento em sistema moderadamente liso (λ = f(Re)): sendo a rugosidade muito pequena, considera-se que haja a formação de uma camada de líquido junto às paredes da fratura, de espessura suficiente para encobrir todas as asperezas (da ordem de microns). Assim, a rugosidade não influi em **i** e, portanto, o sistema é hidraulicamente liso, dependendo, apenas, das propriedades físicas do fluido, de acordo com as experiências de Nikuradse.

Abertura - a (mm)	Permeabilidade - k (darcy)	Condutividade Hidráulica - K (m/s)
0,001	$\approx 10^{-1}$	$\approx 10^{-6}$
0,1	$\approx 10^{3}$	$\approx 10^{-2}$
1	$\approx 10^{5}$	≈ 1

Tabela 3.2.8 - Relação Abertura/Permeabilidade de uma fratura (Braester, 1977).

"Não existe um tratamento analítico satisfatório para o problema, devido à grande quantidade de fatores aleatórios que intervêm no fluxo. O problema é bastante complexo e as fórmulas empregadas são quase todas empíricas. Em vista do caráter universal das leis de escoamento, confirmado por inúmeras experiências utilizando modelos, desde que se tome por comprimento característico o diâmetro hidráulico do conduto, podemos considerar que numa fratura, os resultados estabelecidos para condutos circulares são aplicáveis, considerando a seção transversal da fratura por meio do diâmetro hidráulico", definido segundo a relação (3.2.10) (Quadros, 1977). Em regime turbulento (domínios 2, 3 e 4) os valores do coeficiente de atrito (i), são determinados experimentalmente. Na figura 3.2.26, é apresentado um gráfico, transposto de Braester (*op. cit.*) no qual são representados os experimentos de Louis, Blasius e Nikuradse. Observa-se que o limite entre os regimes laminar e turbulento, expresso através do número de Reynolds, foi determinado para Re = 2.300. Duas expressões analíticas são apresentadas para configurar o coeficiente de atrito no domínio 2:

$$i = 0{,}316\ Re^{-1/4} \qquad \text{(Blasius)} \qquad (3.2.20)$$

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2\log\frac{2{,}51}{Re\sqrt{\lambda}} \qquad \text{(Karman)} \qquad (3.2.21)$$

Domínio 3 - Regime turbulento em sistema intermediário (λ = f(Re, ε)): corresponde a um sistema de transição entre o sistema hidraulicamente liso e o sistema completamente rugoso (figura 3.2.27). De acordo com as experiências de Nikuradse, o coeficiente de atrito λ é influenciado simultaneamente pelo número de Reynolds e pela rugosidade relativa ε. Para este domínio, é aplicável a equação de Colebrook e White:

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2\log\left(\frac{2{,}51}{Re\sqrt{\lambda}} + \frac{k/DH}{3{,}7}\right) \qquad (3.2.22)$$

Domínio 4 - Regime turbulento em sistema completamente rugoso (λ = f(ε)): para valores muito elevados de **Re** e muito altos também de rugosidade

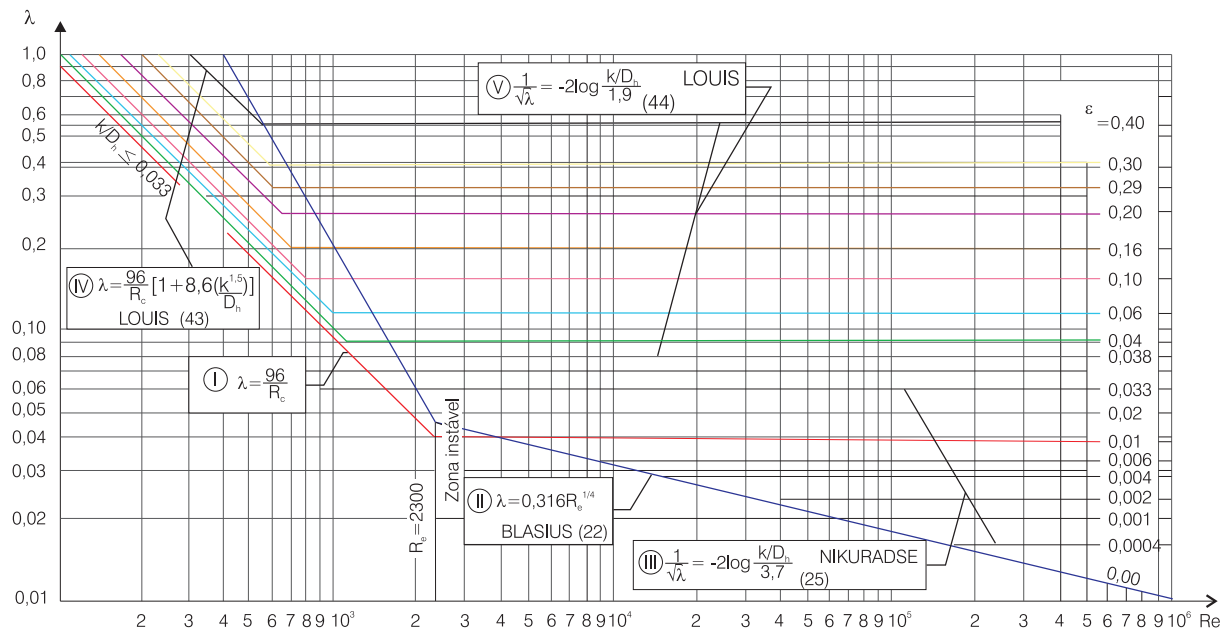



Figura 3.2.26 - O coeficiente de atrito (λ) como uma função de **Re** para fluxo através de fraturas (Louis, 1968).

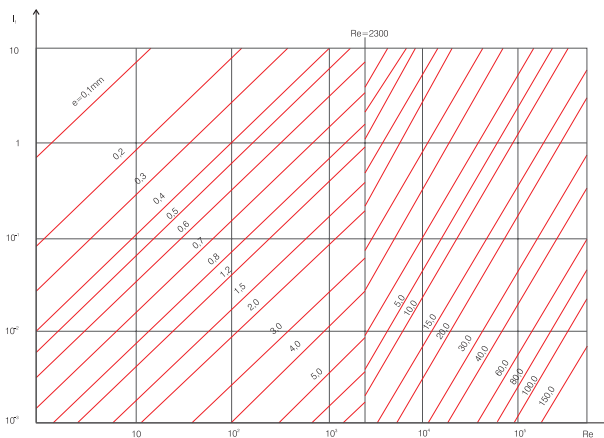



Figura 3.2.27 - Escoamento paralelo numa fratura. Escoamento laminar e turbulento em função de I_f e de Re (Louis, 1968).

relativa (ε), o coeficiente de atrito (λ) depende unicamente da rugosidade relativa e independe de **Re**. Nesse caso, o sistema é definido como sendo completamente rugoso, uma vez que o coeficiente de atrito depende inteiramente da altura das asperezas e independe das propriedades físicas do fluido. Neste domínio, é aplicável a equação de Nikuradse:

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2\log\frac{k/DH}{3,7} \qquad (3.2.23)$$

Observa-se que para fraturas, quando **R** tende para zero e o valor de **R/DH** é muito pequeno (fratura lisa), o segundo termo da equação (3.2.22) pode ser desprezado e a Lei de Colebrook identifica-se com a Lei de Karman (3.2.21). Igualmente, para **Re** muito grande, o primeiro termo (entre parênteses) da equação (3.2.22) pode ser desprezado e, então, esta equação identifica-se com a de Nikuradse (3.2.23). Assim sendo, a equação (3.2.22) reflete claramente o caráter intermediário ou transitório, do domínio que ela representa.

Louis (1968) apresenta um gráfico que simplifica bastante o problema de escoamento paralelo numa fratura, nos sistemas hidraulicamente liso, laminar e turbulento (domínios 1 e 2). A partir das equações (3.2.13) e (3.2.20), Louis elaborou um gráfico relacionando **log i_f** *versus* **log Re**, tendo como parâmetro a determinar, a abertura (a) da fratura (figura 3.2.27). O limite entre os regimes laminar e turbulento é dado para Re = 2.300. De acordo com esse gráfico, pode-se saber imediatamente, para um dado gradiente **i** e um **Re**, se o escoamento para uma certa abertura **a** de uma fratura, é laminar ou turbulento.

Para o fluxo em regime turbulento (domínios 2, 3 e 4), a velocidade representada pela equação (3.2.5), passa a ser:

$$v = K'_f \, i_f^{\,\alpha} \qquad (3.2.24)$$

onde, **K'_f** é a condutividade hidráulica para turbulência, **i_f** é o gradiente de carga hidráulica na fratura, α é o grau de não linearidade (segundo Louis, α = 0,5 para fluxo turbulento em regime completamente rugoso e α = 1 para fluxo laminar).

Escoamento não Paralelo: Fratura Plana Rugosa

Igualmente ao tratamento propiciado para escoamento paralelo, serão aqui analisados os vários domínios em que ocorre o escoamento não paralelo (o esquema é o mesmo apresentado na figura 3.2.25).

Domínio 1 - Regime laminar em sistema moderadamente liso ($\lambda = f(Re)$): para o caso presente, o valor de **C** da equação de Louis tem o seguinte valor:

$$C = \frac{g}{12\upsilon\left[1 + 8{,}8\left(R/DH\right)^{1{,}5}\right]} \qquad (3.2.25)$$

Lomize, apresenta praticamente o mesmo valor de **C** de Louis, divergindo apenas na constante 8,8, para a qual ele adota o valor de 17. A vazão Q, por unidade de largura da fratura é dada por:

$$Q = K_f \, I_f \, a \qquad (3.2.26)$$

Substituindo o valor de $\mathbf{K_f}$, segundo a equação (3.2.6) de Louis, vem:

$$Q = C \; a^3 \; I_f \qquad (3.2.27)$$

Esta equação é chamada de "Lei Cúbica" para fluxo numa fratura. Witherspoon (*apud* Quadros, 1977) introduziu ainda um fator **f***,* considerando os desvios das condições ideais assumidas na equação (3.2.6) Assim, o valor de Q, passa a:

$$Q = (C/f)\; a^3 \; I_f \qquad (3.2.28)$$

Após citar os resultados obtidos por Room (1966), que comprovou a validade da Lei Cúbica para fluxo laminar em fraturas de abertura até o limite de 0,2 m, por Sharp (1970) e Sharp & Maini (1972), também comprovando a validade desta lei, Witherspoon (*op. cit.*) expôs os resultados das suas próprias experiências. Nas suas investigações de laboratório, em fraturas de tensão induzidas artificialmente em amostras de granito, basalto e mármore, Witherspoon (*op. cit*.) usou fluxo radial e retilíneo e utilizou aberturas de fraturas variando de 250 até 4 mm, com esforço normal de 20 Mpa. O fator **f** adotado em função da redução aparente de fluxo, variou de 1,04 a 1,65. Com base nas investigações realizadas, concluiu esse autor, que *"a Lei Cúbica é plenamente válida, independendo do tipo de rocha".*

Domínios 2, 3 e 4 - Regime turbulento em sistemas moderadamente liso, intermediário e rugoso: igualmente ao caso anterior (escoamento paralelo) o problema é bastante complexo, inexistindo um tratamento analítico satisfatório para o problema. A fórmula (3.2.23) de Nikuradse, é utilizada com variação na constante empírica 3,7, que passa a ser 1,9 ou 1,24, segundo Louis e Lomize, respectivamente:

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2\log\frac{R/DH}{1{,}9} \qquad \text{(Louis)} \qquad (3.2.29)$$

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2{,}55\log\frac{R/DH}{1{,}24} \qquad \text{(Lomize)} \qquad (3.2.30)$$

Escoamento não Paralelo: Fratura Ondulada Rugosa

Para este caso, a perda de carga é influenciada tanto pela microrrugosidade (como nos dois casos analisados), como pela macrorrugosidade (da ordem de milímetros) representada pelas ondulações das paredes das fraturas.

A microrrugosidade (r) é intrínseca à natureza da rocha, tendo sido já definida e analisada para o uso da fratura plana rugosa. A macrorrugosidade ($\Re$) é definida pelo ângulo θ e o comprimento ℓ_i, conforme pode ser visto nas figuras 3.2.28 e 3.2.29.

A perda de carga total **ΔH** é composta pelas perdas de carga $\mathbf{H_K}$, provocada pela mudança de direção no escoamento (macrorrugosidade) e pelas perdas de carga $\mathbf{\Delta H_A}$, devidas ao atrito viscoso ao longo dos trechos A_i-A_j.

$$\Delta H = \Delta H_K + \Delta H_A \qquad (3.2.31)$$

Por sua vez, o gradiente hidráulico também será função dessas mesmas componentes, ou seja:

$$i_f = i_K + i_A \qquad (3.2.32)$$

Segundo Kozeny, as perdas de carga em cada ponto de mudança de direção em um conduto, são expressas pela relação:

$$\Delta H_K = \zeta \; v^2/2g \qquad (3.2.33)$$

onde, ζ é um coeficiente de perda de carga (coeficiente de atrito ou de resistência ao fluxo), que depende de **Re** e dos parâmetros geométricos do conduto (segundo Louis, em geral $\zeta < 1{,}2$).

Figura 3.2.28 - Ilustração do conceito de macrorrugosidade (R) e microrugosidade (r) em fratura ondulada rugosa (Quadros, 1977).

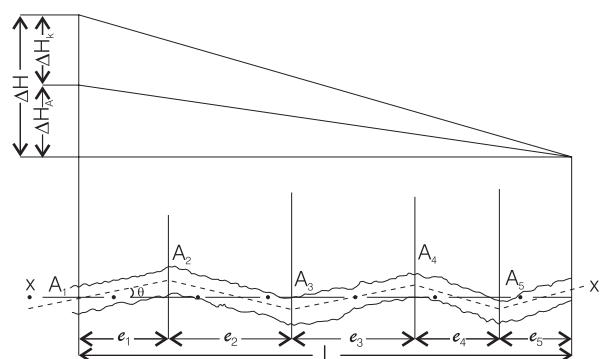



Figura 3.2.29 - Ilustração dos parâmetros de maior influência para estudo da condutividade hidráulica de fraturas onduladas rugosas (Quadros, 1977).

Chamando de $\mathbf{L}_i$ o comprimento médio da projeção sobre o eixo médio de escoamento X-X', dos trechos retilíneos A_i-A_j, obtém-se:

$$I = \left(\frac{\lambda}{\cos\theta} + \zeta \frac{DH}{\ell_i} \right) \frac{1}{DH} \frac{V^2}{2g} \quad (3.2.34)$$

sendo:

$$\frac{\lambda}{\cos\theta} + \zeta \frac{DH}{i} = \lambda' \quad (3.2.35)$$

onde, λ' é o coeficiente de perda de carga que atua no gradiente global. Assim, o gradiente hidráulico em um conduto é expresso por:

$$I = \frac{\lambda'}{DH} \frac{V^2}{2g} \quad (3.2.36)$$

Apesar da semelhança dessa equação com a equação do gradiente para uma fratura plana, aqui o coeficiente λ' refere-se a duas parcelas de perda de carga, uma devida à mudança de direção do escoamento (correspondente, na teoria hidráulica, a joelhos ou cotovelos) e a outra é correspondente ao atrito viscoso que se desenvolve ao longo dos trechos retilíneos A_i-A_j da fratura.

Escoamento Através de um Sistema de Fissuras

Se a geometria e as propriedades das fraturas relacionadas ao fluxo do sistema, isto é, os fatores de fricção (ou coeficientes de atrito) de cada fratura individual são conhecidos, o problema do fluxo pode ser resolvido pela prescrição das condições iniciais e de limites, de maneira similar àquela utilizada para uma rede de tubos. Como resultado, uma computação dará a distribuição e a descarga através das fraturas individuais. Esses parâmetros desconhecidos serão obtidos de equações expressando a conservação da massa nos nós da rede (figura 3.2.30), como representado na equação (3.2.37):

$$Q_1 + Q_2 - Q_3 - Q_4 = 0 \quad (3.2.37)$$

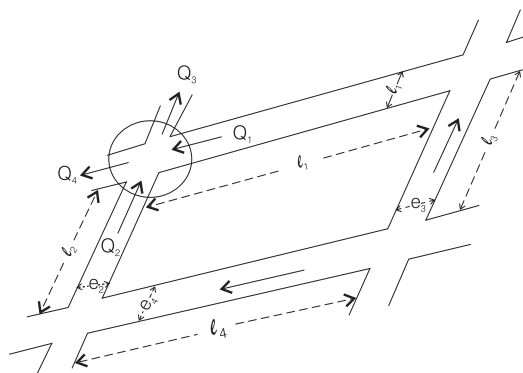



Figura 3.2.30 - Uma rede ideal de fraturas.

A condição de continuidade de pressão nos nós, isto é, sobre um circuito fechado, indica que a perda de carga total será zero:

$$L_1 i_1 - L_2 i_2 + L_3 i_3 - L_4 i_4 = 0 \quad (3.2.38)$$

Equações similares serão escritas para um sistema completo de fraturas, obtendo-se um par de equações lineares, na forma de:

$$\sum_{i=1}^{n} Q_i = 0 \qquad \text{para cada nó} \quad (3.2.39)$$

$$\sum_{i=1}^{n} \ell_i I_i = 0 \qquad \text{para cada circuito fechado} \quad (3.2.40)$$

Uma abordagem mais detalhada sobre o fluxo em meios fissurados é apresentada no capítulo 6.5 desta publicação.

3.2.7 Locação de Poços

Elementos a Considerar na Locação

Apesar de serem muitos os fatores que influem na potencialidade hídrica de rochas fraturadas, bem como também na qualidade da água, conforme já discutido anteriormente, nem todos devem ser levados em consideração no ato da pesquisa para locação de poços. Assim, por exemplo, quando se necessita locar um poço em determinada região, não adianta procurar uma melhor situação em função do clima, pois este é de caráter regional e não pode ser evitado nem mudado para efeito de uma melhor locação. O mesmo poder-se-ia dizer da vegetação em linhas gerais, pois a tendência maior ou menor de desenvolvimento da vegetação é igualmente de caráter fisiográfico. Apenas pode-se fazer uso de algumas espécies, conhecidas como freatófitas, tais como o juazeiro, a aroeira, o angico, o umbuzeiro, a quixabeira, dentre outras, para encontrar, com mais facilidade, as zonas possuidoras de águas a pequenas profundidades. A presença de substâncias preenchendo as fraturas, quer por infiltração superficial, quer por ascensão de soluções mineralizantes, também é muito difícil, em geral impossível, de ser detectada antes da perfuração do poço. Restam, então, o relevo e a hidrografia, como fatores exógenos, e a constituição litológica e a estrutura geológica, dentre os fatores endógenos.

Relevo - admite-se que o relevo desempenha um papel muito importante na potencialidade dos recursos hídricos subterrâneos das rochas fraturadas. Assim, devem ser evitados os topos das elevações colinosas e de divisores hidrográficos (interflúvios), que proporcionam as mais baixas vazões. Também os flancos das colinas ou vertentes dos vales, sobretudo nas porções mais superiores, devem ser evitadas. Finalmente, a situação mais adequada corresponde às depressões abertas e vales fluviais.

Hidrografia - conquanto não existam dados estatísticos da influência da hidrografia, é notória a sua participação tanto na potencialidade como na qualidade da água. O binômio estrutura-hidrografia desempenha o mais importante papel na problemática de águas do cristalino, pois a associação das zonas de fraturamento com a drenagem superficial, propicia as condições necessárias à infiltração e acumulação da água nas fissuras do maciço rochoso. A locação do poço não pode ignorar essa associação sob pena de atravessar fendas secas ou, simplesmente, não encontrar fendas, mesmo em presença de uma boa drenagem superficial. A partir desse contexto é que foi adotado o termo de riacho-fenda, que consiste em pesquisar as zonas retilíneas dos riachos, associando essa feição linear à presença de fendas ou mesmo falhas, afetando o maciço cristalino. Assim, a locação de um poço deve ser iniciada com a fotointerpretação dos riachos-fenda de uma região, procurando-se, evidentemente, identificar as direções estruturais de quebramento do maciço rochoso. A seguir, procura-se, através de uma visita aos locais selecionados, caracterizar as feições importantes necessárias a uma boa locação do poço. Somente a visita ao local permitirá uma correta locação do poço, pois nem sempre é possível detectar na aerofoto a direção real e o sentido de mergulho das fraturas. Além de necessitar-se conhecer o sentido de mergulho, a fim de definir em qual lado do rio (ou riacho) deverá o poço ser locado, deverá também ser conhecida a intensidade do mergulho, para determinar-se a distância que deve ser tomada a partir do curso d'água. Quanto mais forte for o mergulho da(s) fratura(s), mais próximo do curso d'água deverá ficar o poço e, quanto mais fraco esse mergulho, maior a distância a ser observada. Para mergulhos sub-verticais, o poço deverá ser perfurado junto à calha do rio. Há de considerar-se, ainda, o problema da qualidade. Quando a drenagem superficial do rio principal for salinizada, como ocorre com muitos rios do Nordeste do Brasil, deve-se evitar locar o poço nas suas proximidades, pois as águas infiltradas a partir da drenagem superficial já salinizada tendem a aumentar os teores de sais. Nesses casos, deve-se procurar os rios ou riachos tributários e que não sejam salinizados.

Coberturas Diversas - as coberturas mais comuns são as eluviões (ou regolito ou, ainda, manto de intemperismo) provenientes da desintegração ou decomposição da rocha sem processo de transporte; as aluviões, que são depósitos oriundos da erosão fluvial; e as coluviões, que são depósitos caídos pela ação da gravidade. Todas as três são caracterizadas por possuírem, em geral, reduzida espessura, podendo as primeiras, em região de clima úmido e com elevadas precipitações, alcançarem dezenas de metros de espessura. A existência dessas coberturas, sobretudo quando predominantemente arenosas, constituem excelentes veículos de realimentação indireta das fraturas.

Se a presença de cobertura apresenta uma vantagem, por aumentar a área de recarga das fraturas, possui o seu lado negativo, pois impede a identificação das zonas mais fraturadas, o sentido e intensidade do ângulo das fraturas, e sua relação com a lineação da rocha, a sua abertura e outras características que ajudam na locação do poço. A escolha de áreas com coberturas, em detrimento de outras sem cobertura, deve ser associada a outras características como: a constituição granulométrica da cobertura, evitando-se as coberturas síltico-argilosas; e o relevo, devendo-se evitar as coberturas situadas em formas topográficas colinosas ou alongadas (espigões, divisores de bacias hidrográficas etc.) ou, ainda, em bordas de elevações. No que se refere à qualidade da água, a presença dessas coberturas em áreas de climas áridos ou semi-áridos constitui, em geral, um fator negativo, pois as elevadas taxas de evaporação acarretam a precipitação de sais nos interstícios porosos dessas coberturas (constituindo até eflorescências), acarretando a salinização das futuras águas nelas infiltradas. Em regiões de clima úmido com elevadas precipitações, ocorre uma lixiviação natural dos sais, não havendo problema de salinização para as águas que percolam na cobertura com destino às fraturas do maciço rochoso.

Constituição Litológica - conforme já analisado no item 3.2.4, quanto mais competente a rocha, menor a intensidade de fraturamento, mas, em compensação, mais abertas são as fraturas nela existentes. Também a orientação da rocha influi na sua potencialidade hídrica, pois nas rochas orientadas (ex. micaxistos) desenvolvem-se mais planos de fraturamento do que nas não orientadas (p. ex., granitos) e nas primeiras são melhores as condições quando a orientação é planar (paragnaisses, por exemplo) do que linear (ortognaisse, por exemplo). Por outro lado, a granulação dos cristais também exerce influência, pois quanto maiores e mais desenvolvidos (como no pegmatito), mais quebradiça é a rocha, enquanto nas rochas de granulação fina (granito, por exemplo) a resistência ao quebramento é maior. Uma outra situação litológica favorável é a do contato entre duas unidades petrográficas distintas, como seja, entre um granito e um gnaisse, ou entre um migmatito e um micaxisto, dentre outros tipos. Considerando os principais tipos de rochas cristalinas (ígneas), cristalofilianas (metamórficas orientadas) e cornubianíticas (metamórficas não orientadas), a relação decrescente de potencialidade (condições de armazenamento em suas fraturas) é a que se segue:

- pegmatito;
- gnaisses, migmatitos (epibolíticos) quartzitos e cataclasitos;
- micaxistos e calcário cristalino (mármores);

- granitos, dioritos, sienitos, gabros, migmatitos homogêneos;
- ardósias, filito, sericita-xisto.

Na figura 3.2.31, a situação mostrada em A apresenta uma boa possibilidade de acumulação de água nas diáclases longitudinais e planos de estratificação ou de clivagem; em B, a situação é apenas regular e em C, a situação hidrogeológica é desfavorável.

Uma outra aplicação da associação dobramento-diaclasamento é quando os eixos de dobras estão dispostos em leque. Nas proximidades do vértice do leque, as fraturas longitudinais são fechadas. Assim, na figura 3.2.32, a área (3) apresenta muito melhores condições de locação de poços do que a área (2), enquanto esta é melhor do que a área (1).

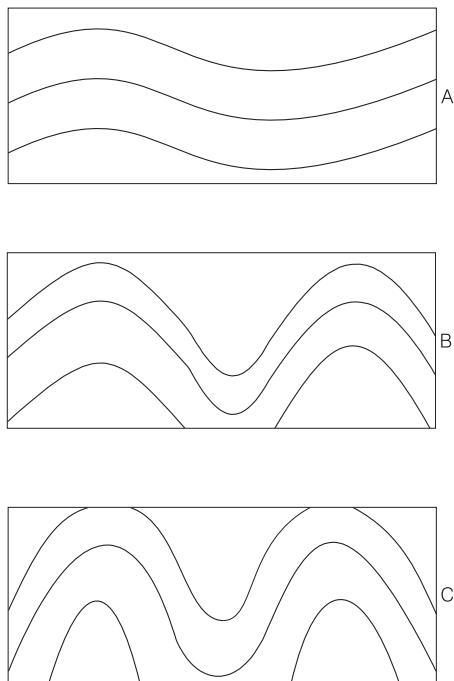



Figura 3.2.31 - Diferentes situações de mergulho de planos de xistosidade.

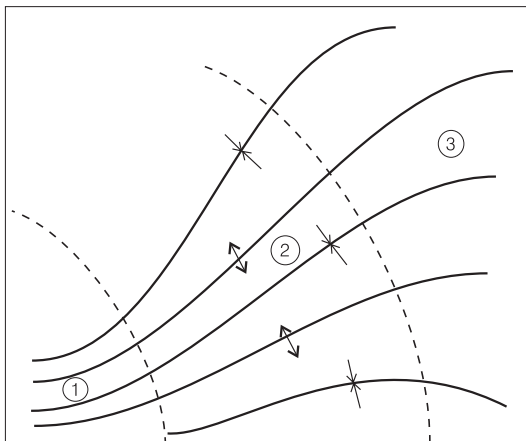



Figura 3.2.32 - Disposição em leque dos eixos de dobras.

A importância da intensidade do ângulo de mergulho dos flancos da dobra é também extensiva a toda e qualquer superfície de descontinuidade, principalmente as fraturas e falhas. É claro que, quanto mais suave for a inclinação desses planos, maiores as possibilidades de obter-se água nos seus interstícios, pelo aumento do número de fraturas interceptadas pelo poço. Admitindo um mergulho constante de um conjunto de fraturas segundo uma só direção, vamos supor, para efeito de comparação, três situações distintas, com mergulhos de 20°, 45° e 70°, supondo, ainda, que a intensidade de fraturas seja a mesma nos três casos, ou seja, com afastamento de 1 m entre cada fratura. Observa-se na figura 3.2.33 que na situação A, com fraturas mergulhando de 20°, um poço interceptaria 6 (seis) fraturas até a profundidade de 70 m. Na situação B, com fraturamento mergulhando de 45°, somente duas fraturas foram interceptadas (podendo chegar até 3, a depender do local do poço). Na situação C, com fraturamentos de 70° de mergulho, apenas uma fratura foi interceptada, podendo, inclusive, não interceptar nenhuma, a depender do local do poço.

Quanto à influência do tipo de rocha na qualidade da água, embora ainda não comprovada, existem trabalhos que relacionam a salinização com a rocha. Segundo seus autores, os micaxistos, por exemplo, são os maiores responsáveis pela salinização, seguidos, em ordem decrescente, pelos migmatitos, granitos e gnaisses.

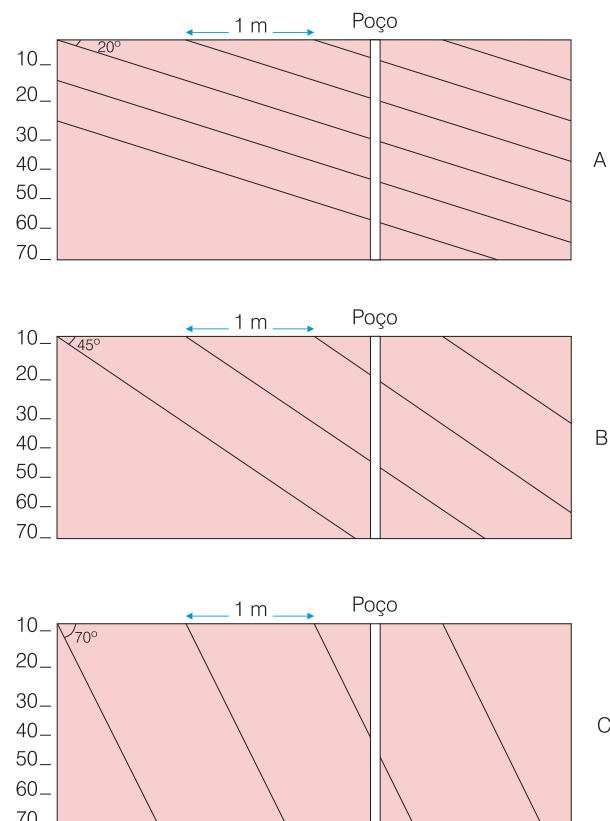



Figura 3.2.33 - Relação do ângulo de mergulho de fraturas com a interseção de fraturas pelo poço.

Estruturas Geológicas - conforme já visto, é o fator mais importante no problema de potencialidade da água subterrânea em rochas fraturadas. As principais estruturas favoráveis à infiltração e acumulação são as falhas, fraturas, juntas de origens diversas e planos de xistosidade e de clivagem. Dentre as falhas ou paráclases, a mais favorável é a normal ou falha de gravidade, pois, sendo originada por esforços tracionais, tende, na maioria dos casos, a propiciar maiores aberturas. Algumas vezes, entretanto, essas falhas apresentam planos muito fechados, conforme já descrito anteriormente. As falhas provenientes de esforços compressivos (falhas inversas e transcorrentes) acarretam planos muito fechados, sobretudo as transcorrentes, que são associadas a processos de milonitização e cataclase dos minerais. Em diaclasamento, destacam-se os seguintes tipos de fraturas:

- **fratura transversal** (tipo ac de Sander) de esforço tracional (figura 3.2.18), que em geral é a que possui melhor abertura;
- **fratura paralela ao eixo da dobra** (tipo bc de Sander), também decorrente de esforço tracional, na parte externa da dobra (figura 3.2.19);
- **fratura longitudinal por alívio de pressão** (também correspondendo ao bc de Sander) e decorrente ainda de esforço tracional, quando dos movimentos epirogenéticos positivos (figuras 3.2.20 e 3.2.21);
- **juntas de descompressão** (*sheets joints*) que se devem a processos exógenos, de alívio de pressão pela erosão superficial, acarretando, assim, esforços tracionais (figura 3.2.23).

Quanto às rupturas por cisalhamento, que tanto podem acarretar falhas do tipo transcorrente, como simples fraturas longitudinais ou angulares (tipo hko ou hol de Sander) são sempre desfavoráveis para a locação do poço, pois as suas aberturas são muito reduzidas, chegando mesmo a serem regeladas, nos casos de milonitização. Dentre as juntas de origens diversas, além das de descompressão (*sheet joints*) já mencionadas, podem ainda ser mencionadas as **juntas de resfriamento**, originadas na consolidação de rochas vulcânicas de grã fina como os basaltos. Essas juntas são, em geral, quase "soldadas", desempenhando um reduzido papel como conduto e armazenamento da água.

Os planos de descontinuidade original das rochas metamórficas, como a **xistosidade** dos micaxistos ou a **clivagem** das ardósias, também desempenham uma certa importância, principalmente quando associados às estruturas naturais, aumentando-lhes a intercomunicação e, conseqüentemente, a permeabilidade do maciço rochoso. A percolação da água ao longo desses planos de descontinuidade original faz-se muito lentamente, muitas vezes por forças capilares, mas desempenham importante papel nos processos de decomposição química, sendo muito comum encontrar-se as superfícies desses planos completamente oxidadas ao serem quebrados e destacados.

A associação do diaclasamento com o dobramento e as descontinuidades desempenha importante papel na locação do poço. Assim, as estruturas dobradas decorrentes de esforços compressivos de elevada intensidade, acarretando mergulhos dos flancos das rochas, com ângulos superiores a 60º são, em geral, desfavoráveis, pois em tais situações as rochas adquirem maior plasticidade e menor desenvolvimento, além de possuirem planos mais fechados de descontinuidades originais. Ao contrário, os dobramentos cujos flancos apresentem ângulos de mergulhos inferiores a 30º, propiciam maiores aberturas em fraturas longitudinais (tipo bc de Sander) e maiores possibilidades ao longo dos planos de descontinuidade originais.

Finalmente, um outro tipo de associação estrutural importante é a hidrografia-estrutural, simplesmente designada de riacho-fenda. Essa associação estabelece a relação que deve existir entre a presença da fratura e a drenagem superficial para alimentá-la, como já mencionado anteriormente.

A locação do poço deve levar em consideração a distância da fonte de alimentação (rio ou riacho), em função da inclinação ou ângulo de mergulho do plano de fratura. Essa relação é uma função inversa, isto é, quanto maior o ângulo de mergulho, menor a distância do poço. A figura 3.2.34 mostra uma seção vertical com 50 m de distância horizontal (na superfície) por 100 m de profundidade (na subsuperfície). No vértice superior esquerdo encontra-se um riacho que alimenta fraturas de diferentes intensidades de mergulho (de 10º a 80º). Verifica-se que até a profundidade de 100 m, a fratura de 80º somente é interceptada a 10 m de distância da zona de alimentação e a de 70º é interceptada até aos 30 m de distância.

Para uma idéia mais completa, convém analisar o ábaco da figura 3.2.35, em que são mostradas as profundidades em que as fraturas são intersectadas em função do ângulo de mergulho e da distância. Assim, por exemplo, uma fratura que possui ângulo de mergulho de 50º será interceptada por um poço situado a 30 m de distância a uma profundidade de 35,7 m. Para profundidades maiores de 40 m, ou distâncias diferentes daquelas representadas nas curvas, pode-se calcular as profundidades de interseção, pela expressão:

$$p = d \operatorname{tg} \alpha \qquad (3.2.41)$$

onde, **p** é a profundidade de interseção da fratura no poço, **d** é a distância do poço ao riacho (área de alimentação na superfície) e α é o ângulo de mergulho da fratura

Constata-se que as fraturas de ângulo de mergulho igual ou superior a 70º, somente podem ser interceptadas por poços situados no máximo a 10 m de distância (a 20 m a profundidade já seria de 55 m).

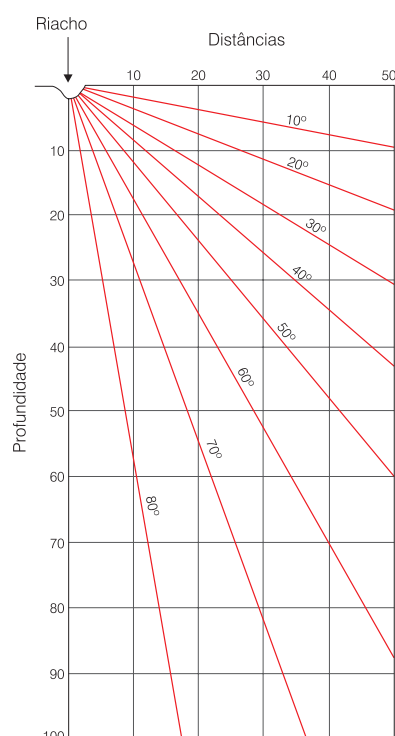



Figura 3.2.34 - Relação ângulo de mergulho de fratura *versus* distância *versus* profundidade.

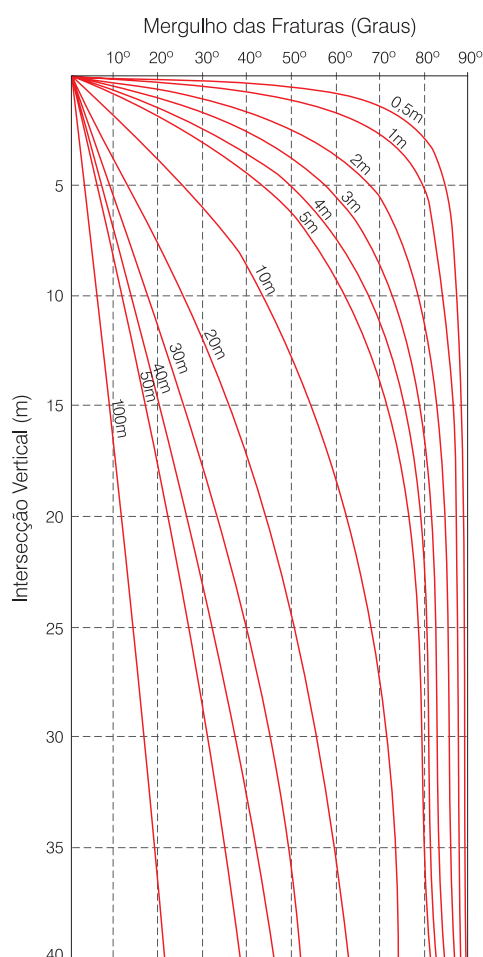



Figura 3.2.35 - Ábaco para determinação da interseção de fraturas, em relação ao mergulho das fraturas e distância do poço à área de recarga.

Quantidade *versus* Qualidade da Água

Em regiões em que existem problemas de salinização de água, como no Nordeste do Brasil, o processo é bastante complexo e possui causas diversas.

É comum o fato de apresentarem-se os maiores rios do Nordeste com elevados teores de sais, acima do limite de potabilidade para uso humano e da tolerabilidade do solo para irrigação. Como exemplo, podem ser citados os rios Potengi e Ceará Mirim, no Rio Grande do Norte, e o rio Jaguaribe, no Ceará. Apesar de serem os cursos principais desses rios portadores de teores salinos mais elevados, encontram-se nos seus tributários alguns cursos de baixíssimas salinidades.

Assim, numa locação de poço no cristalino, tem-se que considerar dois aspectos como finalidade: a quantidade e a qualidade. Apesar das maiores drenagens superficiais favorecerem a realimentação das fraturas, muitas vezes tem-se que optar por cursos d'água de menor porte (pequenos riachos tributários), que oferecem menores perspectivas de volumes d'água. Esse confronto, quantidade x qualidade, não é feito apenas em termos de escolha de um vale por outro, mas, muitas vezes, quando não se tem condições de mudança de vales, a opção do riacho-fenda deixa de ser prioritária, procurando-se, então, locar o poço na encosta do vale, onde, conforme já foi amplamente analisado, as perspectivas de boas vazões são sempre reduzidas.

Se, entretanto, a finalidade do poço for unicamente para consumo bovino, que aceita teores relativamente elevados de sais, é preferível optar-se por maior quantidade em detrimento de uma melhor qualidade da água.

Técnicas de Locação de Poços - Metodologia e Sistemática

A locação de um poço constitui uma tarefa de extrema responsabilidade, pois dela dependerá, em grande parte, o sucesso ou insucesso da perfuração.

É preciso deixar bem claro que, por melhores que sejam as evidências superficiais, ninguém pode garantir que irá obter uma boa vazão, podendo, até mesmo, ser surpreendido com um poço completamente seco. Entretanto, é importante a aplicação de conhecimentos técnicos para situar o poço no local que reúna o maior número de características favoráveis, dentre as já analisadas anteriormente.

Desde os tempos mais remotos até os dias atuais, existem pessoas, sem qualquer conhecimento técnico, que se dizem possuidoras de dons extranormais que lhes permitem encontrar água na subsuperfície da Terra. Além desses "advinhos", que não utilizam qualquer instrumento, existem, ainda, aqueles que usando varinhas ou pêndulos, dizem-se capazes de captar ondas eletromagnéticas e encontrar as "veias d'água". São os chamados radiestesistas ou rabdomantes.

A locação de um poço no cristalino pode ser feita utilizando-se, basicamente, uma metodologia convencional, a qual pode ser apoiada ou não por métodos geofísicos (eletromagnético - VLF e eletrorresistividade).

O Método Convencional - apesar de convencional pela sua constante utilização, o método nem sempre é corretamente executado, quer por não serem utilizados todos os "instrumentos" necessários, quer por mau procedimento na sua sistemática ou, ainda, por serem desprezados alguns elementos de campo indicativos de uma correta locação. Como "instrumentos" necessários a uma boa locação podem ser mencionados: aerofotos, mapas planialtimétricos e bússola. O método consiste, então, em detectar-se, através de uma análise fotogeológica e cartográfica, os melhores locais associados com as orientações estruturais, relevo e área de recarga, utilizando-se, posteriormente, as observações anotadas no campo para escolha do local mais adequado. A sistemática de locação de poço, mesmo pelo método convencional, deve ser sempre seguida em todas as suas etapas, pois, muitas vezes, a supressão de uma ou mais etapas, quer para diminuir o tempo, quer para economizar gastos, pode redundar numa má locação, com prejuízos muito maiores. A locação do poço da forma como vem sendo feita nas áreas de rochas cristalinas do Nordeste, obedece às seguintes etapas:

- análise de um mapa planialtimétrico, a fim de verificar a situação do relevo, diferença de cotas, alinhamentos regionais e a associação com a rede de drenagem;
- análise de um mapa geológico, a fim de verificar os tipos líticos que ocorrem na área, os lineamentos estruturais, tanto primários (xistosidade, clivagem, estratificação etc.), como secundários (fraturas, falhas etc.). Associando os dados do mapa planialtimétrico, procura-se estabelecer as relações entre a litologia, as estruturas, o relevo e a hidrografia;
- fotointerpretação geológica, para melhor visualizar a interação dos aspectos morfo-hidrológicos com litoestruturais, conforme já analisado nas duas etapas anteriores. Nessa etapa serão indicados vários locais para estudos de campo;
- visita de campo, para análise de cada um dos pontos selecionados na aerofoto, a fim de escolher aquele ou aqueles, no caso de ser possível locar mais de um poço, que possuam melhores condições para fornecer uma boa vazão e com águas de qualidade aceitável. Para essa escolha, deverá o geólogo fazer uso da bússola, a fim de medir os mergulhos dos planos da fratura, bem como a relação entre a direção da fratura e a direção do lineamento estrutural. Em função do ângulo de mergulho, deverá medir a distância a que deve ser perfurado o poço. Deverá, também, verificar ao paladar, a qualidade da água da drenagem superficial, associada à estrutura quebrada usada para captação (caso não haja água no rio, procurar informar-se com os habitantes da localidade). Em função da qualidade, poderá evitar as proximidades dos talvegues, optando por uma encosta (conforme já visto nas considerações sobre o relevo);
- somente após uma análise criteriosa de todos os elementos que influem na locação, efetuada para cada poço pré-indicado na fotointerpretação, é que se poderá optar pelo local ou locais mais favorável(eis) ao(s) poço(s).

Métodos Geofísicos - no capítulo 4.2 é apresentada uma abordagem detalhada da utilização dos métodos geofíscos na pesquisa de água subterrânea. Aqui, o autor faz menção ao método eletromagnético - VLF, em função de sua experiência pioneira na sua utilização dessa metodologia no Brasil.

O método VLF foi usado inicialmente para a locação de poços em rochas cristalinas na Suécia por Larson (*op. cit.*), um dos maiores especialistas em hidrogeologia de rochas fraturadas. O método VLF é utilizado diretamente no campo, sendo aqui tratados alguns aspectos de sua operacionalidade. O primeiro passo a ser dado é a escolha da estação emissora (em número de 11 em todo o mundo). Quando da execução de uma pesquisa eletromagnética em uma região qualquer, a escolha da estação emissora considerada como a mais apropriada depende da orientação geral do corpo a pesquisar (no caso em questão, as fraturas, falhas etc.). O condutor recebe o máximo de fluxo magnético, quando apontado na direção do emissor. O aparelho portátil GEONICS-EM permite procurar a posição do emissor. Para tanto, ele deve ser usado na horizontal e ser girado na suposta direção onde está localizado o emissor, conforme ilustra a figura 3.2.36. Portanto, a escolha da estação deve ser subordinada à direção, ou direções predominantes, que se deseja medir no campo. Para pesquisar com VLF na região Nordeste do Brasil, somente duas estações podem ser utilizadas, a NAA localizada em Cutler, Maine (EUA), e a NRA em Balboa, Panamá. Uma vez detectada a direção do emissor, procura-se estabelecer os perfis que deverão ter a direção perpendicular àquela da emissão da onda. O afastamento entre um perfil e outro, assim como a distância entre uma estação e outra em cada perfil, será função do tempo disponível e precisão requerida.

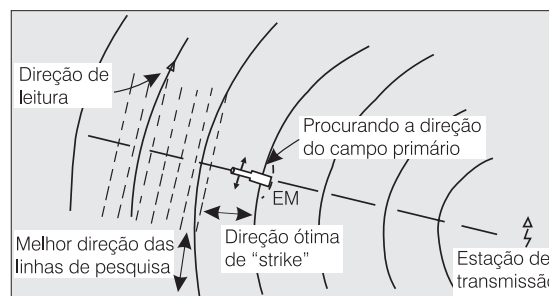



Figura 3.2.36 - Como procurar a direção da estação de transmissão.

De um modo geral, o afastamento entre os perfis deve variar entre 25 e 50 m e os intervalos, entre 10 e 20 m. Em cada estação o operador fará girar o aparelho no plano vertical até captar sinais de descontinuidade. Nesse ponto, anota-se o valor (positivo ou negativo) registrado no visor do aparelho ou armazena-se os dados diretamente em computadores portáteis. De posse de todos os valores anotados nos perfis, transfere-se esses dados para o mapa e traçam-se os perfis transversais, assinalando-se nos mesmos as direções de fraturamentos da região estudada.

Esse método é muito válido para regiões em que as rochas não estejam aflorando na superfície, devido a capeamento de solo ou vegetação.

Falhas Freqüentes na Locação de Poços

Constantemente são cometidas inúmeras falhas na locação de poços em rochas cristalinas, quer por desconhecimento dos princípios técnicos, quer por negligência no cumprimento de todas as etapas já descritas, quer por pressa para a imediata perfuração, ou ainda, nos casos mais freqüentes, por mera economia, desde que a maioria das firmas particulares de perfuração de poço não dispõe de técnicos especializados em seus quadros.

Dentre as falhas cometidas, principalmente quando o poço é perfurado sem uma locação por técnicos especializados, podem ser citadas as seguintes:

Poço locado em rochas cristalinas sem fraturas, ou com fraturas fechadas - a maioria dos insucessos de poços em rochas cristalinas refere-se à falta de pesquisa de zonas fraturadas, com fraturas abertas e não regeladas. Nesses casos, os poços comumente são secos ou com pouquíssima água.

Poço junto à caixa d'água ou ponto de distribuição (em geral um chafariz público) - é freqüente a utilização do poço para o atendimento pontual através de um chafariz, que comumente é localizado numa praça urbana. Então perfura-se o poço junto ao chafariz, onde igualmente se localiza a caixa d'água. As chances de conseguir-se boa vazão nesses poços são reduzidas, de vez que, em geral, esses pontos escolhidos situam-se em locais topograficamente mais elevados.

Poço locado junto à sede da fazenda - normalmente o fazendeiro constrói a sua casa no ponto mais elevado da propriedade, para ter uma visão ampla da sua terra; por medida de economia, tende a procurar fazer seu poço junto à casa, para poupar os canos de adução, no caso de a perfuração ser efetuada na depressão. Este fato (poços afastados das drenagens) reduz em muito as chances de obter uma boa vazão.

Poço locado no lado oposto ao mergulho das fraturas nas proximidades de uma zona de recarga - quando o poço é locado unicamente na aero-foto, é comum cometer-se o engano de locar o poço no lado do rio ou riacho, oposto ao mergulho dos planos de fratura, detectados na fotografia aérea. Nesses casos, o poço poderá dar uma vazão aceitável apenas se houver uma intensidade elevada de fraturamento e um sistema com ângulos de mergulhos em sentidos opostos.

Distância do poço à fonte de recarga incompatível com o ângulo de mergulho da fratura - a distância do poço para a fonte de recarga superficial (rio, riacho, lagoa etc.) deve ser compatível com o ângulo de mergulho da fratura. Se o ângulo for forte (maior de 70°) e o poço for perfurado a uma distância superior a 10 m da fonte de recarga, poderá nem chegar a alcançar a fratura, como mostra a figura 3.2.34.

Locação exclusiva no campo, sem conhecimento das estruturas regionais - muitas vezes a rocha não aflora na área em que se necessita de um poço e a locação é feita de maneira totalmente aleatória. Caso houvesse sido executada uma fotointerpretação, ter-se-ia detectado as direções preferenciais de fraturamento, correlacionando-as com as direções de drenagem superficial, o que permitiria efetuar uma locação melhor, mesmo na ausência de afloramentos na área interessada.

Poço captando fratura alimentada por água superficial salinizada - essa constitui uma das falhas mais freqüentes, pela inobservância da qualidade das águas superficiais que alimentam as fraturas que se pretende captar. Se o rio ou riacho principal daquela área possui teores de sais além do desejável, deve-se logo partir para outra área, onde os riachos não sejam salinizados, pois, em geral, as águas acumuladas nas fraturas são mais salinizadas, pela concentração, do que as águas de realimentação superficial.

Além dessas, outras falhas de menor gravidade são ainda cometidas, contribuindo para uma reduzida vazão ou má qualidade da água.

Relação Rebaixamento *versus* Tempo *versus* Vazão

O problema de quantidade de água a ser obtida num poço está relacionado com o rebaixamento disponível e tempo em que esse rebaixamento seja atingido e mantido. Essas variáveis estão intimamente ligadas ao aspecto estrutural, além da contribuição direta ou indireta de outros fatores, como o tipo de rocha, o relevo, a profundidade de captação etc.

De um modo geral, seis condições são consideradas indispensáveis para conseguir-se êxito na perfuração do poço em rochas cristalinas:

- existência de fraturamento na rocha;
- grau de abertura (intemperismo) das fraturas;
- extensão e profundidade das fraturas;
- freqüência do fraturamento;
- interconexão das fraturas;
- conexão do sistema de fraturas com zonas de recarga na superfície (rios, lagoas, capeamento permeável etc.).

Os poços perfurados em aqüíferos fissurais podem enquadrar-se em um dos 10 (dez) casos a seguir descritos, considerando o aspecto estrutural e as condições supracitadas (figura 3.2.37, de A a J).

Caso A - o poço não penetra fraturas abaixo do revestimento (de apenas 15 m). Nesse caso, o poço não fornecerá água (poço seco).

Caso B - o poço penetra numa zona fraturada em que duas ou mais fraturas ocorrem a poucos metros abaixo do revestimento. É um tipo muito comum de poço. Ele pode produzir vazões de 2 a 4 m^3/h durante vários minutos, até as fraturas serem drenadas. Sua vazão declinará subitamente para uma fração do seu valor total, dependendo a estabilização, da permeabilidade do manto de cobertura (saprolito e regolito).

Caso C - o poço penetra apenas uma fratura, bastante extensa e bem abaixo, a uma profundidade de 65 m (aproximadamente). Como no caso B, a perenização da vazão dependerá da permeabilidade do manto de cobertura e da capacidade de transmissão da fratura, desde que exista, é claro, uma fonte de recarga. Se a água é retransmitida do manto para a fratura tão rapidamente quanto é transmitida através da fratura para o poço, a vazão aumentará com o aumento do rebaixamento, até o nível d'água alcançar a fratura contribuinte. Não haverá aumento da vazão abaixo desse nível de bombeamento (nível da fratura). Porém, se a água é fornecida do manto para a fratura com velocidade menor do que aquela que é transmitida através da fratura, o nível de bombeamento mais eficiente será numa posição intermediária, entre a fratura e a base do manto (no saprolito).

Caso D - o poço penetra apenas uma fratura a grande profundidade (≈ 65 m), de boa abertura, porém com extensão limitada, com precária ou difusa comunicação com o manto. Assemelha-se ao caso C, porém apresenta em geral uma pseudoestabilização do rebaixamento durante o bombeamento, devido à presença de um "elevado" volume de água na fratura. À medida que a água vai sendo esgotada e a realimentação faz-se com dificuldade, recai-se no caso anterior, pela segunda alternativa, necessitando, portanto, situar-se o nível de bombeamento numa posição intermediária, entre a fratura e a base do saprolito. Esse caso induz, muitas vezes, a erros no dimensionamento da bomba a utilizar, quando o teste é feito em curto período de tempo.

Caso E - o poço penetra várias fraturas, contribuindo com pequenas quantidades de água, e uma grande fratura a maior profundidade (50 m). A vazão irá aumentar com o aumento do rebaixamento, até atingir a zona de maior contribuição (no caso, aos 50 m). O mais eficiente nível de bombeamento será, provavelmente, logo acima da posição em que o poço penetrou a maior fratura.

Caso F - o poço penetra várias fraturas de tamanho pequeno a médio. Estas fraturas são mais amplas e mais próximas uma das outras (maior freqüência), na parte superior da rocha fraturada. Para uma vazão estabilizada, a bomba pode ficar entre 10 a 20 m abaixo do topo da rocha inalterada (*bedrock*).

Caso G - o poço penetra duas ou três fraturas de boa abertura e pequena extensão, saturadas e alimentadas por fraturas pequenas a médias (em abertura), que se comunicam com o manto de cobertura. Nesse caso, o poço apresenta o fenômeno que ocorre no caso D, porém com sucessivas quedas de rebaixamento, à medida que cada uma das fraturas abertas vai se esgotando com o bombeamento. Os poços tendem a fornecer, no início da explotação, boas vazões, caindo com o tempo, que pode ser maior ou menor em função da amplitude das fraturas, distância para a zona de realimentação e dificuldades de realimentação das fraturas secundárias. O nível ideal de bombeamento é logo acima da fratura (dentre as abertas) mais superior, pois a partir daí, uma vez estabilizada a vazão, não haverá aumento de vazão com o aumento do rebaixamento.

Caso H - o poço penetra em várias fraturas de boa abertura, ligadas ao manto, porém preenchidas por material detrítico. A característica principal do poço é o contínuo desenvolvimento, à medida que se prolonga o bombeamento, devido à desobstrução gradativa das fraturas. O processo de desenvolvimento natural pode ser ativado com um "plungeamento" logo após a perfuração do poço. Em geral, são poços de boa produção. A vazão aumenta quando aumenta o

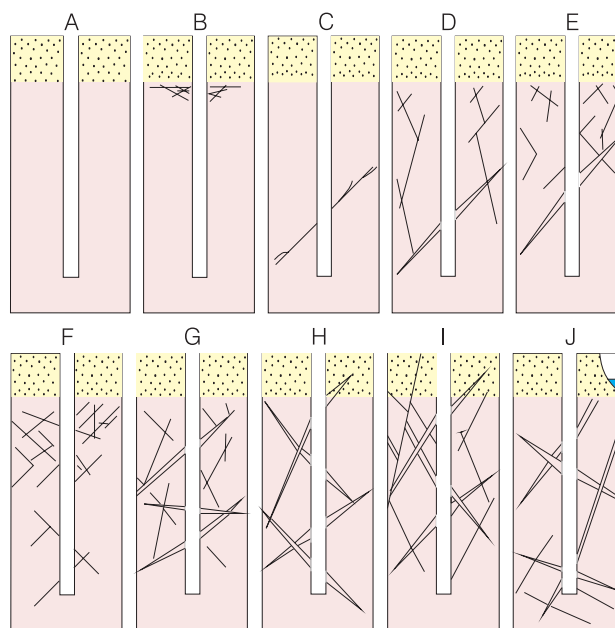



Figura 3.2.37 - Diferentes situações encontradas na perfuração de um poço em rocha cristalina fraturada. A profundidade total é de 80 m (aproximadamente), com 15 m de revestimento (no manto de decomposição, pontilhado nas figuras). Os casos A e J representam as condições extremas de explotação; no primeiro o poço será seco e no segundo, as condições de explotação são as melhores (modificado de Legrand e Campbell, 1959).

rebaixamento e o nível de bombeamento pode ficar numa posição intermediária entre as primeiras e últimas fraturas penetradas.

Caso I - o poço atravessa várias fraturas e é influenciado por uma falha nas proximidades, que atua como uma fronteira impermeável, pois quebra abruptamente a continuidade das fraturas que alimentam o poço, provocando um efeito de depleção durante o bombeamento. No mais, apresenta um comportamento semelhante ao caso G, quanto ao posicionamento do nível de bombeamento.

Caso J - o poço é influenciado por uma fonte perene de recarga superficial, representada por um curso d'água. Esse é o caso mais favorável para obtenção de uma boa vazão em rocha fraturada. O nível dinâmico é estabilizado com rapidez e, devido à interconexão do sistema de fraturas, o nível de bombeamento pode descer até a proximidade da fratura principal, que recebe a contribuição da água superficial.

Figura 3.2.38 - Relação do rebaixamento com a vazão do poço.

A Profundidade Ideal

A determinação da profundidade ideal está relacionada, principalmente, aos condicionantes estruturais e fatores de ordem econômica.

Os condicionantes de ordem estrutural dizem respeito à natureza do fraturamento, intensidade, aprofundamento (limite de extensão de fraturas abertas) etc., enquanto os fatores de ordem econômica se relacionam à demanda da água, ao custo do poço e ao metro cúbico de água bombeada.

O primeiro tipo de condicionante pode ser definido ou, pelo menos, obtido um certo grau de informações sobre ele, a partir do conhecimento do comportamento de outros poços existentes na região em questão e, ainda, das observações que requerem uma locação tecnicamente bem procedida.

Quanto ao condicionante econômico, uma análise de custos deverá ser procedida, a fim de equacionar a melhor alternativa operacional.

É sabido que mesmo em aqüífero intersticial, como um arenito, em condições de não confinamento, a vazão específica (m^3/h por m de rebaixamento) diminui consideravelmente com o aumento de rebaixamento. Conforme pode ser visto na figura 3.2.38, um percentual de apenas 50% do rebaixamento máximo admitido para um poço, já proporciona 82% da vazão máxima que se pode obter. Isso implica que a partir desse percentual (50%), a vazão específica tende a cair muito mais rapidamente.

Em aqüíferos fissurais, essa desproporção é justificável pelo fato de que as fraturas, a partir de uma certa profundidade, vão se tornando mais fechadas. Considerando que a vazão específica é a razão entre a vazão total e a espessura da zona aqüífera, se aumentar a profundidade sem aumentar o volume de água para o poço, a vazão específica tenderá, naturalmente, a diminuir. Um sondador experiente detecta facilmente a profundidade a partir da qual deixa de haver contribuição de fraturas, isto é, de novas "entradas d'água". Tendo perfurado uma certa metragem abaixo da última zona de contribuição, no máximo 20 m a partir dos 50 m de profundidade, sem alcançar novas fraturas, deve o poço ser encerrado, sob pena de tornar a obra antieconômica.

A profundidade ideal é, pois, variável de uma região para outra e não existem valores concretos e definitivos para delimitar essa profundidade. Apesar disso, alguns estudos e observações oferecem indicativos que parecem importantes, no sentido de fornecer uma idéia aproximada da questão.

Na tabela 3.2.9 é apresentado um resumo, de autoria de Landers & Turk (1973), sobre os vários trabalhos executados nos Estados Unidos, em que são apresentadas recomendações para a profundidade máxima de perfuração de poços no cristalino.

Custodio & Llamas (1976), embora admitam uma faixa de variação de profundidade bastante elástica, entre 100 e 200 m, fazem a ressalva de que muitas vezes se alcança o limite econômico com a profundidade de 50 m.

As observações iniciais, executadas na região Nordeste do Brasil, admitiam o limite de 80 m como economicamente desejável para os poços do cristalino, porém, em estudos mais recentes, Albuquerque (1971) e Costa (1980, 1985), admitem situar-se esse limite entre 40 e 60 m, a depender do comportamento estrutural da região.

Deve ser ressaltado que, para rochas ígneas vulcânicas (basalto, por exemplo) e metamórficas de composição calcárea (mármore, por exemplo), essas profundidades podem ser muito superiores, ultrapassando, às vezes, até mesmo os 200 m.

Referência (autor/ano)	Estado dos EUA	Tipos de Rocha	Fatores Considerados	Profundade Máxima Recomendada (m)
Ellis (1906, 1909)	Connecticut	Granito, xisto e gnaisse	Fraturas	82
Meinzer (1923)	General	Granito	Fraturas e regolito	100
Cady (1938)	Virginia	Metassedimento e granito		132
Dingman et al (1954)	Maryland	Granito, xisto e gnaisse	Juntas	115
Legrand (1954)	Carolina do Norte	Granito	Topografia	82/100
Fish et al (1954)	Carolina do Norte	Granito	Topografia	50
Davis & Turk (1964)	Califórnia	Granodiorito e granito	Regolito e juntas	50/82
Cushman et al (1964)	Connecticut	Metassed. e granito		66
Landers &Turk (1973)	Texas	Granito, xisto e gnaisse	Regolito e fraturas	50/66

Tabela 3.2.9 - Resumo dos trabalhos executados nos EUA sobre a profundidade máxima de perfuração de poço no cristalino (Lorders & Turk, 1973).

Referências

ALBUQUERQUE, J. do P. T. **Inventário hidrogeológico básico do Nordeste**: folha 15, Jaguaribe-SE. Recife: SUDENE, 1971. 187 p. (Série Hidrogeologia, 32).

ASTIER, J. K. **Geofísica aplicada a hidrogeologia**. Madrid: Paraninfo, 1975. 198 p.

BARTON, N. **Description of rock masses, joints and discontinuities**. Oslo: ISRM - Norwegian Geotechnical Institute, 1975.

BENEDINI, M.; GIULIANO, G.; TROISI, S. **Alcune considerazioni sulla trattazione matematica del problema del moto in acquiferi fessurati**: geologia applicata e idrogeologia. Itália: Università di Bari , 1972. v. 7.

BRAESTER, C. **Theory of flow through fractures rocks**: International Seminar Stockholm, Sweden: [s.n.], 1977.

COSTA, W. D. Aspectos macro-estruturais que influem na hidrogeologia de rochas cristalinas fraturadas. In: SEMINÁRIO DE QUALIFICAÇÃO NO CURSO DE DOUTORADO, 1980 **[Trabalhos apresentados...]** São Paulo: USP, 1980. Inédito.

COSTA, W. D. Avaliação dos critérios de locação de poços em rochas cristalinas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM ROCHAS FRATURADAS, 1., 1985, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: [s.n.], 1985. p. 133-143.

COSTA, W. D. **Análise dos fatores que atuam no aqüífero fissural:** Área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. 1986. 225 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.

COSTA, W. D. Análise dos fatores que influenciam na hidrogeologia do cristalino. **R. Água Subter.** Recife, v. 1, n. 4, p. 14-47, 1965.

COSTA, W. D. Contribuição da mecânica das rochas à evolução estrutural da Serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., set. 1972, Belém. **Anais...** Belém: SBG. Núcleo Norte, 1972. 3 v.

CRUZ, W. B. da. **Estudo geoquímico preliminar das águas subterrâneas do nordeste do Brasil.** Recife: SUDENE, 1974. (Série Hidrogeologia, 8).

CUSTODIO, E.; LLAMANS, M. R.. **Hidrología subterránea**. Barcelona: Ed. Omega, 1976.

FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A.. **Groundwater.** New Jersey: Prentice Hall, 1979. 604 p.

HONYK, W. J. **Proposta de uma nova unidade de produção de poço nas rochas cristalinas**. Recife : UFPE, 1979.

JAEGER, J. C.; COOK, N. G. W. **Fundamentals of rock mechanics.** London: Chapmann & Hall, 1968.

LARSSON, I. Anisotropy in Pre-Cambrian rocks and Post-Crystalline deformations models: Lund studies. **Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography**, Sweden, n. 38, 1967.

LARSSON, I. **Ground water in Pre-Cambrian rocks in southern Sweden**. New York: Pergamon Press, 1968.

LARSSON, I. Ground water in hard rocks. In: INTERNATIONAL SEMINAR *GROUNDWATER IN HARD ROCKS*, 1977, Stockolm, Sweden.

LEGRAND, H. **Yeld of wells**: USA: Div.Mineral Resources, 1959.

LOUIS, C. Étude des ecoulements d'eau des les roches fissurés et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. **Bulletin de la Direction des Études et Recherches - EDF**, Série A, n. 3, 1968.

LOUIS, C. **Fluxo de água a três dimensões em rochas fissuradas**. São Paulo:[s.n.], 1974 . Tradução n. 5 da ABGE

OBERT, L.; DUVAL, W. I. **Rock mechanics and the designs of structure in rock**. New York: Wiley & Sons, 1967.

PRICE, N. J. Mechanics of jointing in rocks. **Geological Magazine,** London, v. 96, p.149-167, 1959.

QUADROS, E. da F. de. **Fundamentos da hidráulica dos meios fissurados**.[São Paulo: Escola Politécnica da Universidade de São Paulo], 1977.

QUADROS, E. da F. de. **Determinação das características do fluxo de água em fraturas de rochas**. 1982. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

RAGAN, D. M. **Structural geology and introduction to geometrical tecniques**. New York: Wiley & Sons, 1968.

REBOUÇAS, Aldo da Cunha. **Le problème de l'eau dans la zone semi-árida du Brésil**. 1973. Tese (Doutorado) - Universidade de Strasbourg, França, 1973.

RZHEWSKY, Y.; NOVICK, G. **The physics of rocks**. Moscou: Mir Publishers URRS, 1971.

SEVER, C. W. Geology and ground-water resources of crystalline rocks. **U. S. Geological Survey. Information Circular,** n. 30, 1964.

SIQUEIRA, L. **Contribuição da geologia à pesquisa da água subterrânea.** Recife: SUDENE, 1963

ZIENKIEWICZ, C.; STAGG, K. G. **Rock mechanics in engineering practice. Division of Civil Engineering School of Engineering**. Swansea: University of Wales, 1968.

Capitulo 3.3

HIDROGEOLOGIA DE MEIOS CÁRSTICOS

Adelbani Braz da Silva

3.3.1 Introdução

O conhecimento das peculiaridades hidrológicas dos carstes vem tendo uma crescente importância, não só pelo interesse como reservatório de água subterrânea, mas, também, pela sua influência em uma série de problemas geotécnicos e ambientais. Em muitas circunstâncias, o entendimento do sistema hidráulico desse tipo de aqüífero torna-se muito difícil, em vista de suas características genéticas. O principal resultado dessas características é o de que o armazenamento e a circulação das águas subterrâneas são condicionados à dissolução aleatória e ao fraturamento ou outras descontinuidades das rochas carbonáticas que, muitas vezes, são de difícil identificação. Embora existam muitas pesquisas e trabalhos em diversas regiões cársticas do mundo, os seus resultados não podem ser extrapolados ou aplicados para todos os carstes conhecidos, uma vez que as suas características geomorfológicas e hidrogelógicas variam de um lugar a outro. Assim, em cada caso estudado, devem ser adaptadas todas as técnicas de prospecção às condições locais de geologia, hidrogeologia e hidrologia. As regiões cársticas são áreas de grande interesse econômico e hidrogeológico, porque, na maioria das vezes, possuem bons solos agricultáveis, não apresentam drenagem superficial, possuem valiosas reservas de água no subsolo e têm grande importância ambiental.

3.3.2 Caracterização do Aqüífero Cárstico

A palavra carste é utilizada para designar aquelas regiões da superfície terrestre que apresentam características especiais do ponto de vista geomorfológico e hidrogeológico, nas quais destacam-se:

- a presença de extensas zonas sem correntes de águas superficiais, inclusive em climas úmidos;
- a ocorrência de depressões, mais ou menos grandes, cuja drenagem é subterrânea;
- a existência de cavidades no subsolo (simas ou cavernas) pelas quais circulam correntes de água subterrâneas;
- pequeno valor de escoamento superficial;
- complexa circulação de águas subterrâneas tanto nas zonas saturadas como acima da superfície potenciométrica do aqüífero;
- existência, normalmente, de zonas desnudas, sem vegetação;
- grande rapidez da infiltração das chuvas e outras águas superficiais;
- anomalias na direção do fluxo de água com relação ao gradiente potenciométrico regional;
- grande diferença entre a média e a mediana da distribuição estatística dos valores de permeabilidade;
- muita variação, de um lugar para outro, dos valores do coeficiente de armazenamento e da transmissividade.

Estas características são o resultado de um processo, chamado de carstificação, no qual intervêm diversos fatores geológicos. Nesse processo existe um mecanismo básico, que é a dissolução pela água de uma rocha carbonática (solúvel) fissurada. São peculiares aos carstes as entradas de águas de superfície em condutos localizados (sumidouros). Este modo localizado das infiltrações deve-se à grande variabilidade espacial da permeabilidade e da capacidade de infiltração, que é muito maior nos meios cársticos que em outros meios permeáveis. Ao contrário de uma primeira impressão, as superfícies cársticas não apresentam relevos caóticos e desorganizados de dolinas, depressões fechadas e sumidouros. Um padrão organizado e estruturalmente condicionado sempre existe em todas as superfícies cársticas, embora seja difícil a sua identificação. Estes padrões, no entanto, variam muito dentro de uma bacia hidrográfica com grande extensão, ocasionando diversos compartimentos locais. Desta maneira, tem-se diferente organização de relevo, em função dos fatores que influenciaram ou intervieram na "modelagem" da superfície topográfica atual. As unidades morfológicas permitem estabelecer diferentes estágios evolutivos do relevo cárstico partindo de uma paisagem fluvial, estruturalmente condicionada, a qual é gradativamente segmentada pela implantação de bacias de drenagem fechada, originando uma feição fluviocárstica, até a formação de um carste evoluído sem drenagem superficial e fechado.

A paisagem sobre as rochas carbonáticas é modelada, principalmente, pela água de escoamento superficial e processos fluviais normais que se adaptam aos diversos litotipos e são condicionadas à rede de fraturamento e deformações tectônicas pretéritas. Em decorrência do contínuo aumento de drenagem subterrânea e ampliação das rotas preferenciais de percolação verticais, durante o modelamento de um carste, ampliam-se as dolinas de dissolução e ocorre o início da fragmentação das linhas de escoamento superficial de uma bacia, através da instalação de divisores topográficos entre as sub-bacias (Monroe,1974). A paisagem fluvial, gradativamente, dá lugar a depressões compostas. Com a evolução destas depressões, cresce o grau de segmentação da rede fluvial, através da instalação de novos pontos de absorção vertical, rebaixando os fundos das dolinas preexistentes e desenvolvendo divisores topográficos entre estas. Este é, sumariamente, um dos processos de esculturação de uma bacia hidrológica cárstica, a partir de uma bacia fluvial que drena rochas carbonáticas. A paisagem cárstica é tipicamente movimentada em função, principalmente, de vários fatores geológicos, destacando-se os estratigráficos, estruturais e petrológicos. Os principais fatores que determinam esta grande variabilidade no carste são os seguintes:

- a heterogeneidade da textura normalmente encontrada nas diversas camadas de rochas carbonáticas;
- as alternâncias destas camadas com outras não cársticas, permeáveis ou não;
- a anisotropia da fissuração das rochas, com a presença de fraturas, falhas e outras estruturas de quebramento;
- as fases de carstificação pretéritas à etapa recente do atual desenvolvimento geomorfológico.

Como resultado de todos estes fatores, há uma grande heterogeneidade e anisotropia da permeabilidade, que pode alcançar, assim, um grande valor em pontos ou zonas muito localizados, o que favorece a possibilidade de infiltração pontual de correntes de águas superficiais. Esta possibilidade converte-se em realidade se a disposição do relevo, a rede de drenagem fluvial e o clima, tomados em conjunto, também forem favoráveis. O vocábulo carste é a tradução derivada da palavra da língua iugoslava *karst*, que significa campo de pedras de calcário.

Fenômenos Cársticos

O fenômeno cárstico é o conjunto de transformações que ocorrem em uma região de rochas carbonáticas como conseqüência da circulação da água. Estas transformações são o que distingue o meio cárstico dos demais meios aqüíferos e é o resultado da procura natural do equilíbrio químico entre a água e as rochas carbonáticas. Neste processo de transformação, a água é o elemento ativo transitório e a rocha carbonática, o passivo permanente. Quando cessa a atividade da água, os fenômenos cársticos deixam de ocorrer e a rocha carbonática permanece passiva e sujeita a novas ações do elemento água. A ocorrência do fenômeno cárstico está condicionada à circulação e à atividade da água que, por sua vez, é sujeita a fatores geológicos, geográficos e climáticos. Esses fatores são variáveis ou cíclicos, o que provoca uma intermitência na circulação hídrica através das rochas e, conseqüentemente, uma ação descontínua nas transformações do meio cárstico. Em regiões de elevada pluviosidade (maior do que 2.000 mm/ano), onde a circulação hídrica é maior, os fenômenos cársticos são mais intensos, enquanto que em regiões de baixas precipitações pluviais, os fenômenos cársticos são menores. A distribuição anual das chuvas, climas extremados e grandes oscilações nas intensidades de chuvas também são fatores que influenciam nos fenômenos cársticos. Em regiões muito secas, com chuvas anuais inferiores a 200 mm, a circulação hídrica praticamente não existe e, também, quase não ocorrem fenômenos cársticos. Isto pode explicar, por exemplo, as diferenças dos fenômenos no carste da região de Irecê, na Bahia, com o da região de Sete Lagoas, em Minas Gerais. Como se sabe, apesar desses dois sistemas cársticos serem formados por rochas do Grupo Bambui, com mesma idade e composição químicas, neste último a carstificação é muito mais intensa. O estudo dos fenômenos cársticos não deve ser restrito ao estudo de cavernas locais e isoladas. Deve-se entender, inicialmente, os modelos hidrogeológico local e regional atual e os pretéritos, para se reconstituir todos os fenômenos cársticos que ocorrem em determinada região. O estudo de cavernas e outras formas cársticas locais e isoladas devem apenas contribuir para a concepção do modelo hidrogeológico e, a partir daí, se entender os fenômenos cársticos existentes ou os que ocorreram.

Geologia de Rochas Carbonáticas

As rochas carbonáticas são relativamente recentes se comparadas com as rochas silicosas que aparecem na Terra desde a sua origem. São rochas essencialmente organogênicas, principalmente os calcários, e que são quase concomitantes ao desenvolvimento biológico desde o aparecimento da vida sobre a terra. As rochas carbonáticas apareceram inicialmente no pré-cambriano, há aproximadamente 2.000 milhões de anos. Se desenvolveram amplamente no siluriano, com a formação dos primeiros recifes de corais, e se depositam até os tempos atuais. O desenvolvimento das rochas carbonáticas ocorreu, quantitativamente, de forma geométrica e hoje constitui um dos principais componentes da crosta terrestre, com cerca de 25% a 35% dos sedimentos depositados.

Composição Química

O componente principal dos calcários é o carbonato de cálcio, cujo mineral é a calcita. Em calcários mais puros, o conteúdo de calcita pode superar os 90%. Subsidiariamente, ocorrem os carbonatos de magnésio, sílica, óxido de ferro e manganês, álcalis e outros elementos menores. Assim, além da calcita, os principais componentes das rochas carbonáticas são: dolomita, siderita, magnesita, ankerita e argila. A origem dos calcários primários (denominados de autóctones) é a precipitação bioquímica ou química de carbonato de cálcio existente na hidrosfera. A diagênese destes calcários autóctones formará os calcários metasomáticos. A fragmentação mecânica e posterior deposição das rochas carbonáticas formará os calcários alóctones (calcarenitos e outros). Os calcários alóctones também podem sofrer diagênese e se transformar em calcários metasomáticos. Quando a proporção de carbonato de magnésio supera os 40%, tem-se os dolomitos. Entre estes dois termos tem-se uma gama de rochas, em função das proporções de cálcio e magnésio, tais como calcário magnesiano ou dolomito calcífero. Quando o conteúdo de argila é elevado nos calcários, formam-se as margas. As proporções de argilas nos calcários também formam diversas rochas carbonáticas como, por exemplo, o calcário margoso ou a marga calcífera. Os calcários podem, também, ocorrer como o cimento ou componente de outras rochas sedimentares detríticas. São os arenitos calcíferos ou arenitos com cimento calcífero. Os arenitos cujos grãos são de calcários, com cimento calcífero ou não, são denominados de calcarenito e aqueles arenitos cujos grãos são de dolomitos, são os doliarenitos. Quanto à origem e à maturidade textural, os calcários podem ser classificados em micrito, biomicrito, biosparito, intramicrito, intrasparito e oosparito. Quanto à composição e origem dos seus aloquímicos, os calcários podem ser classificados, de um modo geral, de forma descritiva, como calcários intraclásticos, bioclásticos, oólitos e *pellets*.

Processos de Sedimentação

Existem vários ambientes de sedimentação modernos que podem reconstituir os antigos ambientes formadores das rochas carbonáticas. Os principais são: depósitos marinhos de águas rasas (por exemplo, a região da Flórida/Bahamas), marinhos de águas profundas (turbiditos e depósitos pelágicos-vasas de globigerina), bacias evaporíticas (rochas caliches e calcretes), carbonatos de água doce de lagos e fontes (rochas travertinos e tufos calcários) e carbonatos eólicos (comuns na ilha de Fernando de Noronha/PE). A maior parte dos carbonatos antigos foi depositada em ambiente marinho de águas rasas, enquanto que os maiores volumes de calcários atuais são depositados em ambientes marinhos de águas profundas. Os depósitos evaporíticos, os calcários lacustres e de fontes termais, além das dunas carbonáticas, são menos importantes em volume.

Relação entre Fraturas e Carstificação

A maioria dos carstes, em todo globo terrestre, foi desenvolvida no quaternário, durante as intensas mudanças climáticas ocorridas nesse período e aliadas aos fenômenos neotectônicos, embora existam alguns carstes mais antigos. Assim, toda a assinatura de deformações tectônicas e das disposições estratigráficas pré-existentes nas rochas carbonáticas, fatalmente influenciou nos arcabouços dos carstes. Como se sabe, a evolução das formas cársticas requer uma água ligeiramente ácida (com pH baixo), com circulação e renovação desta água. Para haver esta circulação ou percolação através da rocha, tem que existir a descontinuidade geológica de quebramento que permita a infiltração da água para o subsolo (figura 3.3.1). A conjugação desses fatores é que gera a paisagem cárstica superficial e os condutos de dissolução subterrâneos. Dessa maneira, existe uma íntima relação entre as fraturas (e outras descontinuidades geológicas rúpteis) e os processos de carstificação. Convém ressaltar, como ponto importante para a interpretação hidrogeológica dos carstes, que em primeiro lugar ocorrem as fraturas e posteriormente, a carstificação. Com isto, o entendimento ou a reconstituição dos eventos tectônicos precedentes à carstificação é a chave fundamental para o conhecimento do modelo hidrogeológico de um carste e para a proposição ou identificação da malha de ocorrência e circulação das águas subterrâneas. Secundariamente, outros fatores ou características das rochas carbonáticas também influenciam nos processos de carstificação. Pode-se destacar, entre vários fatores, o grau de diagênese, metamorfismo, estratificação, composição química da rocha (o calcário mais puro é mais solúvel), densidade de fraturamento, topografia, acamamento, teor de argila, variação faciológica, dentre outros.

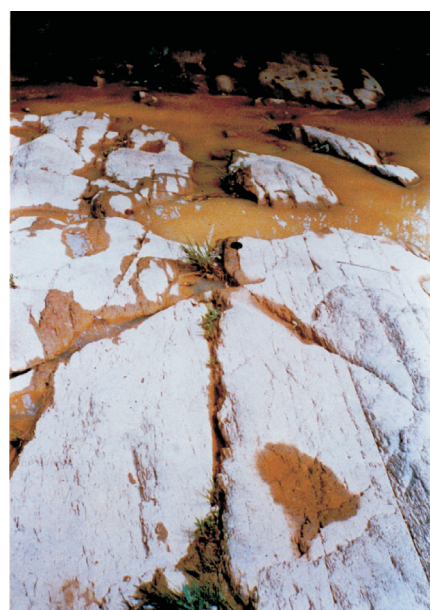



Figura 3.3.1 - Sistemas de fraturas que refletem os esforços de deformação e carstificação.

Formas Cársticas

Uma região cárstica normalmente é formada de um conjunto de fenômenos cársticos, agrupados em sistemas cársticos, que se formaram em conseqüência da existência de estruturas menores dominadas por fatores tectônicos, estratigráficos, faciológicos e litológicos. O conhecimento dos sistemas cársticos requer o estudo detalhado de cada um dos elementos dos fenômenos cársticos. Estes elementos são as formas cársticas. Existem, basicamente, três grupos de formas cársticas. As primeiras são as formas de absorção epigênicas, por onde ocorre a infiltração das águas no carste que irão esculpir a morfologia cárstica. As segundas são as formas de condução que são hipogênicas e por onde irão circular as águas no subsolo através das cavernas e outros condutos subterrâneos. As terceiras, são as formas de emissão por onde a circulação hipogênica retorna à forma epigênica normal através de surgências. Todo sistema cárstico, em escala local ou regional, necessariamente, terá estes três tipos de formas cársticas que formam o modelo hidrogeológico com a área de recarga, circulação e de descarga. As principais formas cársticas de absorção, encontradas na maioria dos carstes, podem ser classificadas em formas fechadas, abertas e alóctones (alógenas). As fechadas são: dolinas, uvalas, poljes, vales cegos, zonas de perdas e vales mortos. As formas cársticas abertas são: simas, sumidouros e cavernas. A formas alógenas são os vales que cruzam os carstes e cuja esculturação independe da evolução cársticas.

Dolinas - são formas circulares, muito comuns em áreas cársticas originadas da dissolução de rochas carbonáticas através da infiltração de água superficial nas intersecções de diáclases (figura 3.3.2).

Uvalas - são coalescências de dolinas, próximas umas das outras, resultantes da evolução superficial mais rápida do que em profundidade. As uvalas tendem a formar elipsóides quando derivam da conjugação de duas dolinas. Vale ressaltar que a linha de conjugação de uvalas, normalmente, está associada à direção de fraturamento da rocha e indica a direção de circulação preferencial das águas subterrâneas.

Poljes - são formas alargadas (vales profundos) ao longo de elementos tectônicos, com fundo plano preenchido de sedimentos e paredes normalmente elevadas e bem carstificadas. Os poljes podem ser secos, intermitentes ou permanentemente inundados.

Vales Cegos, Zonas de Perdas e Vales Mortos - são vales epigenéticos que deixaram de funcionar devido a uma carstificação mais profunda. Em alguns casos, eles podem ser intermitentes nas épocas de chuvas intensas.

Simas - são formas cársticas abertas de absorção, originadas de desabamentos de rochas em profundidade. São normalmente circulares e com paredes verticais a subverticais. Podem ser originados da evolução da carstificação de uma dolina.

Sumidouros - são locais de infiltração preferencial de águas superficiais nos carstes. Eles podem ser permanentes, quando absorvem as vazões de riachos, córregos e, até mesmo, de rios; acidentais, quando atuam unicamente nas enchentes das drenagens superficiais; ou intermitentes quando, "funcionam" somente nas épocas chuvosas (figura 3.3.3)

Cavernas - são condutos desenvolvidos horizontalmente e conectados a outras formas cársticas, principalmente as de absorção. As cavernas podem ser ativas, quando conduzem água, e mortas, quando suas condições topográficas não permitem a circulação de água.

As formas de condução das águas subterrâneas nos carstes são as mais importantes do ponto de vista hidrogeológico, tendo em vista a sua abrangência local e regional e sua capacidade de transmissão e de armazenamento de água no subsolo. Estas formas normalmente são associadas a descontinuidades litológicas ou às interferências tectônicas nos maciços rochosos. São cavernas, condutos, diáclases que aparecem isoladas ou formam uma rede interligada de condução de água subterrânea no subsolo. As formas de condução são sempre associadas às formas de absorção.

Figura 3.3.2 - Dolina preenchida com água pluvial.

Figura 3.3.3 - Vista parcial do sumidouro do rio Peruaçu, em Itacarambi / MG.

A paisagem cárstica sempre é formada pela combinação dessas diversas formas cársticas, que são dispostas de maneira aleatória ou seguindo elementos tectônicos, estruturais, litológicos e topográficos pré-existentes (figura 3.3.4).

Evolução da Carstificação

A evolução da paisagem cárstica sobre rochas carbonáticas sem porosidade primária (lapiaz), como já foi mencionado anteriormente, é o resultado da disponibilidade de água em movimento e do desenvolvimento progressivo de uma permeabilidade secundária. Por seu lado, o desenvolvimento de permeabilidade secundária concentra-se sobre descontinuidades geológicas presentes nas rochas carbonáticas, através da dissolução e lixiviação de minerais carbonáticos pela água de percolação ao longo destas descontinuidades (figuras 3.3.5 e 3.3.6). Assim, para definir os fatores condicionantes da permeabilidade secundária e conhecer o desenvolvimento da paisagem cárstica, é fundamental saber os tipos de descontinuidades de quebramento presentes, o quadro geométrico destas feições e a sua distribuição espacial nas áreas de ocorrência de rochas carbonáticas solúveis.

Estas descontinuidades foram dominadas preferencialmente pela evolução tectônica da região, estratigrafia, litologias e topografia original dos terrenos. As unidades morfológicas permitem estabelecer diferentes estágios evolutivos do relevo cárstico, partindo de uma paisagem fluvial, estruturalmente condicionada, a qual é gradativamente segmentada pela implantação de bacias de drenagem fechada, originando uma feição fluviocárstica, até a formação de um carste evoluído sem drenagem superficial e fechado. A discussão sobre a ocorrência de uma fase fluvial, anterior ao desenvolvimento de um relevo cárstico, vem desde os trabalhos de Penck (1900), Lehmann (1936) e Roglic (1960). Recentemente, segundo Ford & Williams (1989), os pesquisadores Monroe (1974), Gunn (1981) e Miller (1982) evidenciaram o processo de transformação da paisagem fluvial para a de bacias fechadas, através da reconstrução da paleodrenagem superficial sobre o carste de Porto Rico, Nova Zelândia e Belize. Ficou comprovado que essa transformação é conseqüência do aumento gradativo da capacidade de drenagem subterrânea em rochas carbonáticas, com o desenvolvimento de permeabilidade secundária e a evolução de dolinas de dissolução, com respectivas bacias, sobre canais e vales fluviais.

Em uma primeira fase, em função do soerguimento regional e erosão das coberturas pelíticas (se existirem, provenientes da deposição detrítica tardia sobre os evaporitos) dos calcários, cresce a interação entre água meteórica e o calcário o qual, neste período inicial, possui reduzida permeabilidade secundária. Nessas condições, pouca água é absorvida pela superfície carbonática ocasionando um lençol freático raso e o desenvolvimento de uma rede fluvial importante sobre os calcários.

Figura 3.3.4 - Formas cársticas superficiais vistas em foto aérea.

Figura 3.3.5 - Sumidouro em fraturas na rocha carbonática.

Figura 3.3.6 - Formação de dolina ao longo de fratura na rocha.

Posteriormente, com o aumento gradativo da permeabilidade secundária no pacote calcário e exposição total da sua superfície, surgem os canais de drenagem subterrânea e o maciço carbonático aumenta sua capacidade de absorção e transmissão de água superficial. Nesta fase também se desenvolvem os pontos de concentração de infiltração vertical, preferencialmente ao longo dos talvegues fluviais, onde se concentram os escoamentos superficiais. Começa, assim, a implantação da paisagem fluviocárstica. Em seguida, em decorrência do contínuo aumento de drenagem subterrânea e ampliação das rotas preferenciais de percolação vertical, ampliam-se as dolinas de dissolução e ocorre o início da segmentação das linhas de escoamento superficial, através da instalação de divisores topográficos entre as sub-bacias

A paisagem fluvial, gradativamente, dá lugar a depressões compostas. Com a evolução destas depressões, cresce o grau de segmentação da rede fluvial, através da instalação de novos pontos de absorção vertical, rebaixamento dos fundos das dolinas pré-existentes e desenvolvimento de divisores topográficos entre estas, atingindo a morfologia atualmente observada nas áreas de predominância de rochas carbonáticas, com depressões simples e compostas. A tendência evolutiva desta paisagem é a total obliteração de sua história passada, pois com a dissecação dos antigos inferflúvios, pela implantação de dolinas sobre estes, além do processo de inversão do relevo, através da competição entre depressões, são apagadas as antigas rotas de escoamento superficial. Os cones cársticos representam testemunhos dos interflúvios hoje dissecados, e os fundos das dolinas correspondem, aproximadamente, à superfície rebaixada dos paleo talvegues dos sistemas fluviais.

Os rios alógenos desenvolvem importantes sistemas de drenagem subterrânea, com sumidouros, cavernas e condutos, em conseqüência da agressividade de suas águas, cujo índice de saturação em carbonato de cálcio é muito baixo. É comum a existência de vales secos que normalmente são associados a captações alógenas e aos mais desenvolvidos sistemas de cavernas. Os vales secos podem ser traçados facilmente sobre fotos aéreas. A presença de sedimentos fluviais alóctones, transportados por longas distâncias, dentro dos calcários, indica que um importante sistema fluvial precedeu os vales atualmente quase secos.

A diminuição da vazão a jusante, não somente concentrada em sumidouros pontuais, indica uma infiltração dispersa, que, por sua vez, sugere condutos cársticos pouco desenvolvidos, na maioria dos casos. Outra paisagem comum é formada pelas depressões fechadas de grandes dimensões (algumas dezenas a centenas de metros). Estas depressões são consideradas como sendo uma unidade essencial de relevo cárstico (Gunn, 1981) e exibem características muito semelhantes às de pequenas bacias de drenagem superficial. Considerando que a bacia hidrográfica é a unidade básica para investigações geomórficas e hidrogelógicas do relevo, Gunn (1981), confere às depressões fechadas a mesma posição na hidrologia de sistemas cársticos autogenéticos. Assim, para caracterizar o escoamento superficial de terrenos cársticos e os mecanismos de recarga dos aqüíferos associados, são fundamentais a demarcação e caracterização morfológica destas bacias fechadas.

As depressões circulares (dolinas e uvalas), ilustradas nas figuras 3.3.7, 3.3.8, 3.3.9 e 3.3.10, são formas cársticas muito comuns. Elas podem ser classificadas como depressões simples, quando a drenagem interna é pouco desenvolvida e com somente um sumidouro principal, e como depressões compostas, quando a área de drenagem é maior, com uma rede de drenagem interna complexa, múltiplos sumidouros e com a superfície interna ondulada, possuindo pontos baixos, os quais podem estar ou não associados a sumidouros. O padrão geral destas paisagens é de uma superfície ondulada, com inclinação geral centrípeta, bem demarcada em fotos aéreas e no campo. A forma planimétrica mais freqüente destas depressões é a circular ou elíptica com bordas de inclinação forte a suave. Localmente, estas formas de relevo recebem a denominação de “furados”. Quando estas depressões circulares são preenchidas por solos residuais dos calcários, não se pode observar os sumidouros, mas, sim, uma ou mais áreas que absorvem águas superficiais. Esses fundos, durante os períodos de chuva intensa, formam alagamentos, que na época seca transformam-se em zonas de solo argiloso escuro e úmido. Quando o solo residual do calcário é muito argiloso, os sumidouros e canais de percolação podem ser totalmente colmatados por estas argilas, não permitindo, desta maneira, a percolação da água para o subsolo. Nestes casos, as depressões podem transformar-se em lagoas nas épocas de chuvas e de estiagens, sendo, muitas vezes, até perenes. Esta morfologia é típica de dolinas de dissolução, associadas à infiltração vertical difusa da água meteórica ao longo de fraturas e juntas alargadas. Convém salientar que o material coletado pelas depressões é enviado para o subsolo, onde são depositados nos condutos e cavernas. Este material residual poderá diminuir com o tempo, se houver mudanças nas condições de recarga das depressões ou variação na energia de transporte das águas pluviais. É comum encontrar esse tipo de material nas zonas de dissolução durante as perfurações dos poços tubulares em carstes. Esses sedimentos podem ser removidos através de desenvolvimento dos poços, mas, em alguns casos, a quantidade de material é muito grande e tal procedimento torna-se muito oneroso. Assim, é preferível “isolar” essas zonas cársticas com a colocação de revestimentos nos poços. Outro fenômeno que pode ocorrer é a “chegada” intermitente de material detrítico para dentro dos poços no subsolo, oriunda de erosão sub-superficial natural ou estimulada pelos bombeamentos dos poços. A colocação de filtros nos poços tubulares deve ser um procedimento previsto para evitar o desgaste dos equipamentos

de bombeamento decorrente deste material detrítico encontrado no subsolo do carste. Algumas dolinas ou uvalas são perenes e permanecem com água durante todo o ciclo hidrológico, normalmente, com pouca variação do nível da água entre as épocas de estiagens e de chuva. Estas formas cársticas são associadas a afloramentos do lençol freático.

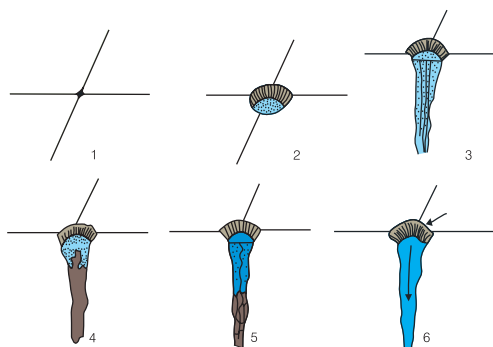



Figura 3.3.7 - Esquema de evolução de uma dolina (modificado de Lladó, 1970).

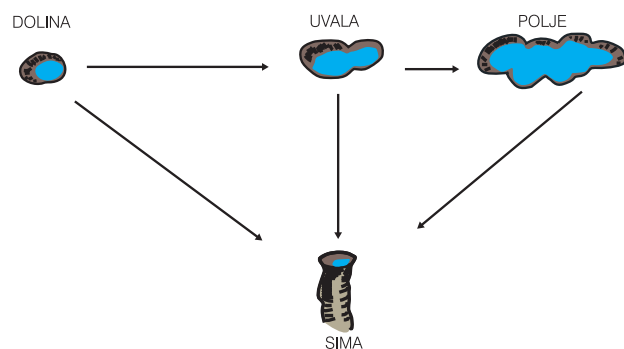



Figura 3.3.8 - Esquema da evolução de diversas formas cársticas (modificado de Lladó, 1970).

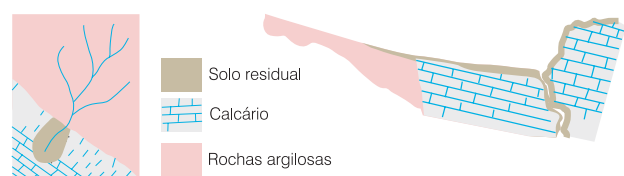



Figura 3.3.9 - Vista em planta e em perfil de um vale cego (modificado de Lladó, 1970).

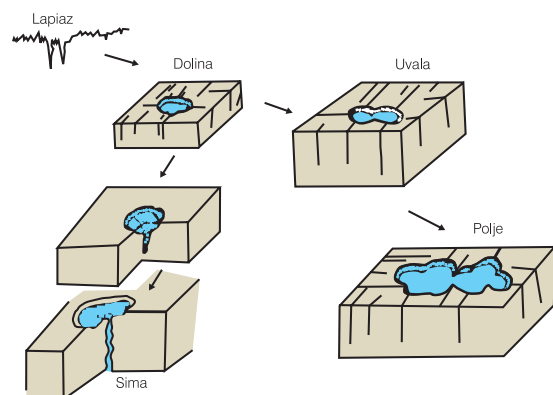



Figura 3.3.10 - Relação entre o lapiaz e outras formas cársticas (modificado de Lladó, 1970).

Circulação de Água em Meio Cárstico

O reconhecimento atual da herança fluvial ou a reconstituição da paisagem pretérita, parcialmente preservada, permite, algumas vezes, obter o traçado aproximado da antiga rede de drenagem superficial sobre os calcários, que é uma importante informação para o entendimento do escoamento subterrâneo de hoje. Os rios alógenos (que nascem fora do carste, por exemplo, o rio Peruaçu-MG), conforme mencionado anteriormente, desenvolvem importantes sistemas de drenagem subterrânea nos carstes, com sumidouros, cavernas e condutos, em conseqüência da agressividade de suas águas, onde o índice de saturação em $CaCO_3$ é muito baixo (Silva, 1973). É comum a existência de vales secos que, normalmente, são associados a captações alógenas e aos mais desenvolvidos sistemas de cavernas. Na zona de aeração do aqüífero é comum a existência de aqüíferos suspensos em meios cársticos (Miller, 1982). A causa principal da existência desses aqüíferos suspensos é a não uniformidade da permeabilidade e a presença de aquicludes locais intercalados. As águas infiltradas descem através da zona de aeração, com predomínio da componente vertical do movimento, até encontrar um aquiclude local e formam correntes horizontais de água em cavernas suspensas. Estes "rios subterrâneos" suspensos descarregam as suas águas, de modo intermitente, através de surgências ou vão "alimentar" as zonas de saturação dos aqüíferos sotopostos. Estes aqüíferos suspensos podem ser somente pequenos "bolsões" de água ou formar correntes de água perenes ou sazonais. As características hidrodinâmicas dessas correntes são análogas às dos rios superficiais, salvo na presença de condutos totalmente inundados. As velocidades de circulação da água nestas cavernas são muito variáveis e dependem, fundamentalmente, da estação do ano, do traçado, tipo e gradiente dos condutos e da procedência da água.

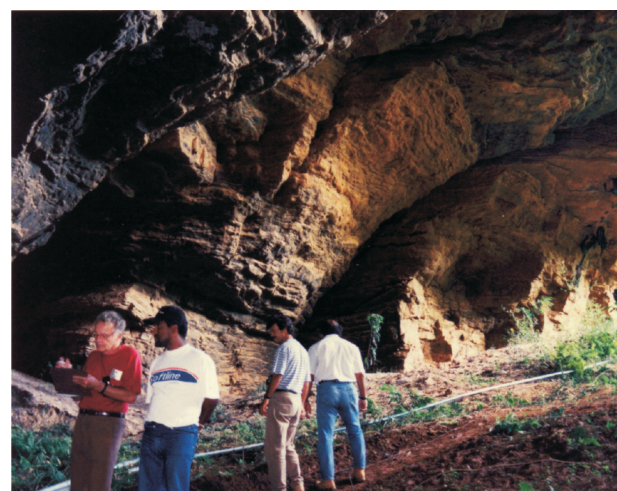



Figura 3.3.11 - Entrada do sumidouro do rio do Cedro, Montes Claros / MG.

Na zona de saturação, a água circula através de todos os vazios das rochas (poros, fissuras, condutos, cavernas e outros) durante todo o ano. O limite inferior da zona de saturação, na maioria das vezes, não é congruente com o nível de água de um rio, lago etc, conectado ao aqüífero, mas pode se estender a um substrato impermeável mais profundo (figuras 3.3.12 e 3.3.13). Sabe-se que os condutos resultam de um processo seletivo e que pode ser ampliado por dissolução de alguma fissura (figuras 3.3.14 e 3.3.15). O resultado desse processo é que torna a permeabilidade do carste variável de um ponto a outro e em diversas direções no interior do maciço cárstico (Williams,1985). O processo de desenvolvimento de um carste normalmente vai acentuando o papel de drenos coletores de zonas localizadas (falhas ou áreas de fissuração intensa) e podem chegar a formar circulações concentradas em condutos quase independentes, cujo sentido do fluxo de água pode não ser congruente com o sentido geral do fluxo na zona de saturação, pois está determinado localmente pela distribuição da carga hidráulica dos ditos condutos.

A direção do movimento da água subterrânea nos carstes é determinada pela estrutura tectônica, pelos processos de esculturação do aqüífero e a situação das zonas de recarga e descargas mais recentes (figuras 3.3.16 e 3.3.17). A velocidade da água no subsolo é muito pequena e as reservas renovam-se lentamente. A água neste tipo de aqüífero sofre uma transformação considerável em sua composição química, alterando-se muito em função dos processos de dissolução (Pulido, 1978).

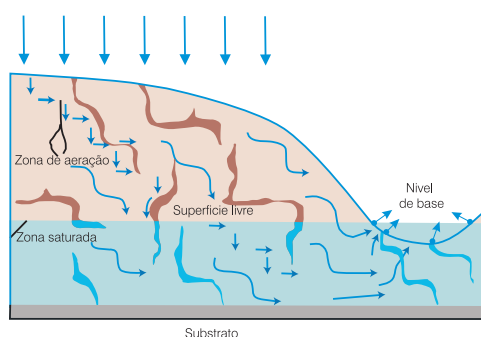



Figura 3.3.12 - Modelo de circulação de um carste (modificado de Castany, 1971).

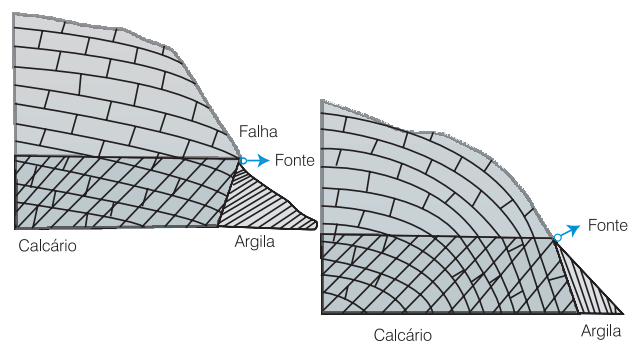



Figura 3.3.13 - Tipos de fontes naturais em aqüíferos cársticos, (modificado de Castany, 1971).

Figura 3.3.14 - Surgência do rio do Cedro, Montes Claros / MG.

Figura 3.3.15 - Preenchimento de dolinas por argila alógena, Januária /MG.

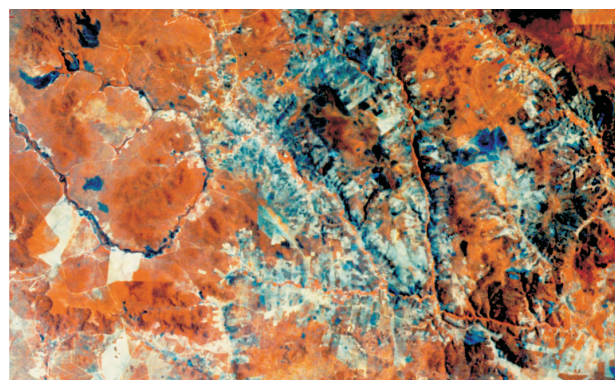



Figura 3.3.16 - Imagem de satélite do vale cárstico do rio Peruaçu, Itacarambí / MG.

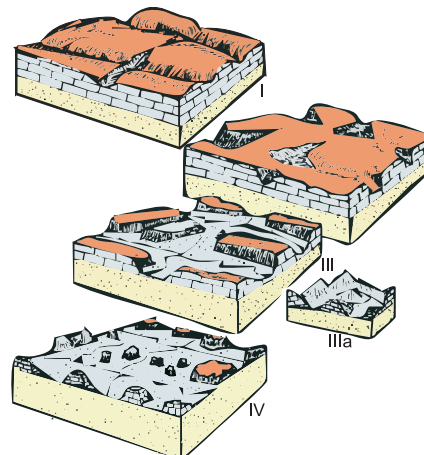



Figura 3.3.17- Evolução de uma bacia flúvio cárstica tropical (modificado de Lladó, 1979).

3.3.3 Estudo Hidrogeológico em Aqüífero Cárstico

Apesar das peculiaridades geomorfológicas e hidrogelógicas, o estudo dos aqüíferos cársticos é fundamentalmente realizado como em qualquer outro reservatório de água subterrânea. O importante é imaginar um modelo conceitual de funcionamento do aqüífero, tendo em conta estas peculiaridades que podem introduzir os fenômenos cársticos. Convém salientar, no entanto, que cada sistema aqüífero cárstico possui características próprias e que modelos hidrogeológicos pré-concebidos e inspirados em outros carstes, normalmente, não são adaptáveis a todos os sistemas.

Levantamentos Básicos

Os levantamentos básicos são os mesmos utilizados para pesquisa em qualquer tipo de aqüífero. No entanto, pode-se destacar alguns enfoques específicos para serem aplicados nos estudos dos carstes.

Estudos Geológicos - os estudos geológicos clássicos (estratigrafia, litologia, estrutural, tectônica e outros) permitem, em geral, definir o comportamento mais preciso das camadas de calcário. Como se sabe, nos calcários e dolomitas compactos, a situação dos condutos ou fissuras formadas pela dissolução é determinada por um conjunto de variáveis, tais como diáclases, mudanças laterais e verticais de fácies, permeabilidade inicial, evolução paleogeomorfológica etc. O estudo geológico pode proporcionar elementos e orientações interessantes sobre essas variáveis, mas, mesmo assim, estas orientações devem ser utilizadas com prudência (Braun, 1968; Dardenne, 1978; Dominguez & Missi, 1993; Moutinho da Costa & Angeiras, 1970). Para uma boa análise hidrogeológica de uma zona cárstica, o conhecimento geológico deve ser orientado para os seguintes aspectos:

- elucidar as grandes estruturas geológicas regionais preferentemente com uso de blocos diagramas em três dimensões, (Silva e Escodino1980);
- determinar o conteúdo não solúvel ou solúvel dos principais tipos de rochas;
- realizar uma cartografia de detalhe, com ênfase nos afloramentos de rochas carbonáticas e presença de materiais grosseiros;
- analisar a presença de variações faciológicas, variação da granulometria, presença de argila e outras, a partir de observações de campo e de dados de poços que ocorram em zonas calcárias.

O conhecimento da disposição das camadas calcárias, nos afloramentos e em profundidade, é muito importante, não só para determinar as dimensões geométricas e a posição do reservatório subterrâneo, mas, também, para conhecer a paleogeografia ou a história dos eventos geológicos que agiram sobre as camadas e que podem ter influenciado notavelmente no aumento ou na diminuição de porosidade e permeabilidade primária das rochas carbonáticas. A geofísica é uma ferramenta que em alguns casos também pode ser aplicada no estudo dos carstes (Astier1975; Escodino & Silva, 1980). Esta ferramenta auxiliar de pesquisa não deve ser considerada como uma panacéia (ver detalhes no capítulo 4.2).

Estudos Geomorfológicos - o processo de carstificação tem uma grande influência na evolução geomorfológica. A forma do carste atual é o resultado do desenvolvimento das formas cársticas, através de vários processos, em etapas anteriores. Assim, o estudo geomorfológico deve ser orientado no sentido de reconstituir-se a evolução cárstica da área. A elaboração de um mapa geomorfológico é fundamental. Este mapa deve conter, essencialmente, a drenagem superficial, as unidades geomorfológicas, o cadastramento das formas cársticas e os declives topográficos. Na interpretação dos mapas geomorfológicos, devem ser ressaltados os seguintes aspectos:

- variação de características do solo quanto à per meabilidade, através de um estudo da densidade de drenagem;
- zonas de recarga e descarga do aqüífero;
- circulação preferencial da água subterrânea;
- análise morfométrica das bacias hidrográficas.

Fotogeologia - a utilização de fotos aéreas e imagens de satélites tem por objetivos principais definir: a natureza litológica da área, as formas estruturais existentes, a natureza da vegetação, a densidade de drenagem e estudar as formas de relevo. Devem ser utilizadas fotografias aéreas convencionais, em escala adequada, fotografias aéreas infravermelhas, imagens de radar e imagens de satélite, figuras 3.3.18 e 3.3.19. É importante um reconhecimento de campo dos fotolineamentos interpretados. Se possível, as fraturas principais devem ser separadas das secundárias, como também aquelas com deslocamentos e sem deslocamentos ou as fraturas abertas das preenchidas. Além do estudo das fraturas, uma ênfase especial deve ser dada ao estudo das dolinas e outras formas cársticas. Neste estudo deve-se identificar as formas geométricas das dolinas e o seu tipo de preenchimento, como também deve ser verificada a presença de afloramentos de calcários nas áreas próximas. Além disso, devem ser observadas as relações entre as dolinas e as lineações.

Hidroclimatologia - considerando que a infiltração, circulação de água, presença ou ausência de solos e vegetação nos carstes está intimamente relacionada com o clima, é muito importante o manejo dos dados

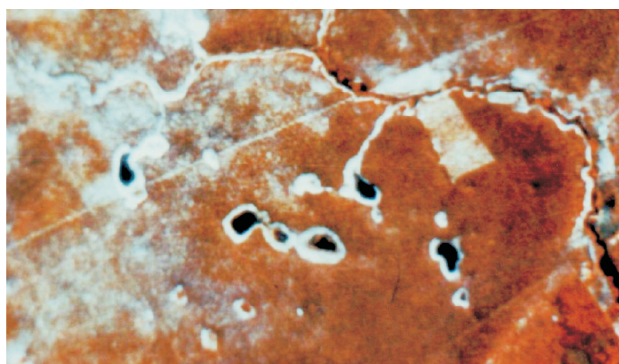



Figura 3.3.18 - Alinhamento de dolinas visto em imagens do satélite Landsat, carste do Jaiba / MG.

Figura 3.3.19 - Área com dolinas visto na imagem do satélite Landsat, Monte Azul / MG.

hidroclimatológicos, principalmente quando estes dados são utilizados para o balanço hídrico com fins de planejamento de explotação do aqüífero. Deve-se realizar o balanço climatológico com as médias mensais e também mês por mês, durante o período mais longo possível, de preferência com 10 a 20 anos, para ver as variações de um ano para o outro. Determinar os excedentes de cada mês, de cada ano e os valores médios. Comparar se os valores médios, deduzidos dos valores mensais, são razoavelmente semelhantes àqueles deduzidos a partir de dados médios.

Hidrologia de Superfície - as relações entre os rios de superfície e os aportes de águas subterrâneas que eles recebem dos aqüíferos cársticos dependem das condições climatológicas, geográficas e geológicas. Por outro lado, nos carstes, as águas infiltradas no subsolo pela absorção do escoamento superficial podem voltar à mesma bacia hidrográfica, mais a jusante, ou desviar-se para outra bacia hidrográfica ou outros aqüíferos. No estudo hidrológico de bacias em áreas cársticas devem ser realizados, basicamente, os seguintes trabalhos:

- reconhecimento geológico de detalhe;
- instalação de estações fluviométricas provisórias com leitura freqüente ou com linígrafo;
- comprovação dos divisores da bacia hidrográfica;
- verificação da congruência entre os divisores da bacia hidrográfica com os da bacia de água subterrânea;
- instalação de uma estação meteorológica temporal composta de aparelhos simples (pluviômetros, pluviógrafos, termógrafos, psicrômetro e, se possível, tanque de evaporação) em lugar representativo;
- inventário de detalhe das ocorrências de derivações dos cursos de água, irrigação e retornos, além de poços e zonas encharcadas;
- cartografia da vegetação;
- controle de variações de nível de água em poços existentes.

Inventário de Pontos de Água - o inventário de pontos de água deve ser o mais completo possível, incluindo veredas, lagoas, fontes, zonas pantanosas, poços tubulares, poços manuais e poços abandonados ou fora de uso. Estes poços fora de uso podem ter um grande interesse para a rede de observação da superfície do lençol de água subterrânea. Após o processamento e análise dos dados do inventário, deve-se fazer uma seleção de poços, distribuídos estrategicamente, para que possam ser efetuadas as medidas periódicas de níveis piezométricos e para a colocação de linígrafos de medidas contínuas de nível de água.

Estudo com Técnicas Convencionais

Após os levantamentos dos dados, procede-se à sua seleção e interpretação com as técnicas hidrogelógicas usuais, visando adquirir informações sobre as características do aqüífero. Alguns pontos relevantes destas técnicas nos estudos dos carstes são destacados a seguir.

Geohidroquímica - a interpretação das análises químicas das águas deve ser feita tendo em vista os seguintes objetivos principais:

- definir as características e evolução das águas dos rios;
- determinar a origem da mineralização e do movimento das águas subterrâneas;
- definir as possíveis relações rio-aqüífero;
- avaliar a recarga dos aqüíferos por infiltração profunda das águas de chuva;
- fazer o balanço hidroquímico através do ion cloreto da chuva e da água subterrânea.

Estas técnicas qualitativas, que em determinadas circunstâncias podem transformar-se em semiquantitativas, têm um caráter convencional e não devem ser utilizadas isoladamente para elaborar modelos de funcionamento de aqüíferos.

Estudos Potenciométricos - os estudos potenciométricos são essenciais para a compreensão do funcionamento dos sistemas aqüíferos e para poder efetuar qualquer comparação posterior entre métodos ou técnicas de prospecção empregados nas pesquisas hidrogeológicas. A superfície potenciométrica deve ser construída a partir dos dados do inventário. É importante observar, durante as interpretações, os seguintes fatos:

- nos locais próximos às descargas naturais de água, os níveis piezométricos podem crescer com a profundidade;
- é possível que em algumas zonas os níveis apresentem anomalias, se o fraturamento das rochas tiver um desenvolvimento pequeno. Por outro lado, é possível que existam pequenas variações de nível de uma zona permeável para outra, dependendo das condições particulares de recarga, descarga e intercomunicação de camadas portadoras de água;
- em áreas em explotação de água subterrânea, podem aparecer depressões que devem ser interpretadas com cuidado;
- os mapas das superfícies potenciométricas, construídos com dados de períodos secos, podem ser muito diferentes daqueles de período úmidos;
- a análise das oscilações dos níveis da superfície do "lençol" de água subterrânea pode ser útil para determinar os efeitos de recarga e descarga do aqüífero e a variação do armazenamento de água; pode-se, também, calcular a relação T/S, a partir da curva de recessão dos níveis piezométricos medidos, como também da curva de recessão de vazões de fontes naturais ou da relação rio-aqüífero.

Determinação de Parâmetros Hidrogeológicos - apesar dos sistemas cársticos não satisfazerem totalmente às condições de aplicação das equações de Theis ou de Jacob (capítulo 6.4), é possível, em alguns casos, determinar os valores de transmissividade e do coeficiente de armazenamento, a partir de testes de bombeamento, utilizando-se estas equações. Deve-se ressaltar que estes parâmetros do aqüífero não devem ser extrapolados para qualquer ponto, principalmente em grandes áreas. Os valores encontrados são representativos apenas para as condições ao redor do poço testado. As curvas obtidas em testes de bombeamento refletem normalmente os fenômenos de barreiras geológicas ou de recarga do aqüífero. Este fato é atribuído como sendo decorrente do próprio sistema cárstico que é descontínuo, com intercomunicações dos diversos subsistemas fissurais que, por sua vez, são caracterizados por uma forte permeabilidade vertical. Numa amostra estatística destes parâmetros, deve-se sempre considerar o valor modal como sendo o mais representativo do aqüífero cárstico. A média pode estar assimétrica e não ser representativa do parâmetro mais comum do aqüífero.

Isótopos Ambientais - os isótopos ambientais que estão envolvidos no ciclo hidrológico vêm sendo utilizados, nos últimos anos, como traçadores naturais nos estudos dos recursos hídricos subterrâneos de carstes (Plata,1972). Os principais isótopos utilizados são o deutério, oxigênio-18 e o trício (Plata & Silva, 1980). Os dois primeiros são estáveis e encontrados em todas as águas, em proporções que variam de acordo com suas origens. O trício é radioativo e produzido na atmosfera por radiações cósmicas ou, mais recentemente, pelas explosões termo-nucleares (bomba de hidrogênio). A sua concentração nas águas subterrâneas varia com a idade das mesmas ou por contaminação das explosões termo-nucleares. Como a distribuição dos isótopos estáveis de deutério e oxigênio-18 depende das circunstâncias hidroclimatológicas na atmosfera e não de reações no terreno, o seu estudo oferece um caminho mais fácil para a interpretação, que os íons de elementos químicos dissolvidos na água, ainda que perdendo parte da informação sobre o movimento no terreno. Assim, estes traçadores são complementares aos estudos hidroquímicos, além do que podem ser comparados, também, a outros parâmetros, tais como tipo de fluxo nos poços, profundidade das fendas, salinidade das águas e outros (Bedmar & Silva, 1980). O trício, como é radioativo, permite determinar o tempo médio de residência da água no aqüífero. Para a interpretação das análises isotópicas das águas subterrâneas, é necessário o conhecimento da composição isotópica das precipitações locais, cujos dados existem na rede mundial de observação isotópica. É possível calcular o valor médio provável de deutério e oxigênio-18 nas águas subterrâneas provenientes das infiltrações de precipitações, levando-se em conta os valores ponderados médios anuais da área em estudo. Maiores detalhes sobre a aplicação de isótopos em estudos hidrogeológicos são apresentados no capítulo 4.3.

Traçadores Artificiais - o estudo dos fluxos existentes no interior dos poços permite obter informações sobre a velocidade da água no aqüífero não perturbado por bombeamento e, portanto, sobre o esquema geral de fluxo do mesmo. Por outro lado, permite determinar a locação dos níveis permeáveis nas diferentes áreas do aqüífero e identificar zonas de recarga e descarga. A perfilagem de poços com traçadores é um ensaio de tipo local e os seus resultados não podem ser extrapolados para todo o aqüífero, a menos que se disponha de ampla informação da homogeneidade do sistema ou que se realizem ensaios em um elevado número de poços, para que os resultados possam ser considerados como representativos. O traçador usado para estes ensaios pode ser radioativo (bromo 82, iodo 131 e outros), com medidas através de detectores *Geiger-Müller* ou cintilômetros, ou traçador químico (NaCl), com medição da condutividade elétrica da água (Silva e Escodino.1980). O trício artificial também é usado para medir o coeficiente de infiltração de água no solo.

Processamento de Dados

Com base nos dados obtidos e interpretações realizadas nas etapas anteriores, é possível elaborar hipóteses e testar modelos de funcionamento do aqüífero, a fim de estabelecer-se as suas condições de explotação e planejar a utilização dos seus recursos hídricos (Cruz & Silva, 1980). Na definição do modelo de funcionamento do aqüífero, procura-se delimitar zonas homogêneas (sub-bacias hidrogelógicas) e analisar e definir as suas condições de recarga, circulação, armazenamento e descarga. O planejamento de utilização dos recursos hídricos tem o objetivo de definir linhas de explotação racional do aqüífero para a demanda requerida.

Estudos Especiais

Em muitas circunstâncias, a aplicação de técnicas convencionais no estudo de um carste não é suficiente para caracterizar o sistema hidráulico desse tipo de aqüífero. Assim, pode-se utilizar algumas técnicas especiais que auxiliam ou complementam os estudos ou hipóteses de trabalho. A utilização de imagens de satélite é uma dessas técnicas especiais. A interpretação automática de imagens de satélite em microcomputadores, através de sistemas interativos, permite a execução de uma série de operações. Esses sistemas possibilitam a realização de realces de imagens que melhoram a visualização da área estudada. Dentre estes realces podem-se destacar: ampliações (zoom), composições de cores, realce de bordas, multiplicações ou divisões por fatores preestabelecidos, operações de canais do satélite, rotação espectral, filtragens digitais, classificação de alvos e outros (maiores detalhes no capítulo 4.4).

Outra técnica especial é a análise estatística de parâmetros através de superfícies de tendência. A análise de superfícies de tendência estatística consiste em comparar modelos matematicamente definidos (polinômios ou séries duplas de Fourier) com o comportamento regional (tendências) das variáveis de interesse para o estudo do aqüífero. Os produtos desse processamento são os mapas de isovalor e os mapas de resíduo (diferença entre os valores observados e os do modelo). Estes mapas podem ser usados para identificar ou analisar as áreas anômalas do aqüífero. O objetivo principal dessa análise de superfícies de tendência é de se procurar relacionar (correlacionar) as variáveis de interesse, dentre as quais destacam-se:

- linhas de fraturas (fotolineamentos);
- densidade de dolinas (relação entre a área das dolinas que correm em uma malha preestabelecida e a área desta malha);
- densidade de fraturas (relação entre o comprimento das linhas de fraturas que ocorrem dentro de uma malha preestabelecida e a área desta malha);
- congruência de dolina-fratura (número de dolinas controladas por fraturas ou a elas relacionadas dentro de cada malha);
- dados de poços (vazão específica, vazão específica por metro de penetração no aqüífero, transmissividade, coeficiente de armazenamento e outros);
- parâmetros químicos da água (dureza, condutividade elétrica, cloreto, resíduo seco, em alguns casos, o sulfato e outros);
- dados topográficos (altitudes de pontos, níveis potenciométricos e outros);
- densidade de drenagens superficiais (relação entre comprimento de drenagem e a área da malha preestabelecida).

Todas estas superfícies deverão ser comparadas para investigar-se as possíveis correlações entre as diversas variáveis.

Estudos de Casos

O estudo do carste do norte mineiro (região de Montes Claros/Janaúba/Jaíba/Januária), durante vários anos, permitiu o conhecimento do funcionamento regional e local do aqüífero e propiciou a explotação das águas subterrâneas de maneira mais racional e com menor custo. Conforme mostra a figura 3.3.20, as rochas pelíticas e carbonáticas do Grupo Bambuí são recobertas por rochas sedimentares detríticas do cretáceo e do quaternário e são bordejadas por rochas que constituem as faixas de dobramentos geológicos desenvolvidos durante o ciclo geotectônico Brasiliano, em decorrência de processos pós geossinclinais no Ordoviciano.

A seqüência de rochas do Grupo Bambuí, por outro lado, foram depositadas sobre rochas graníticas gnáissicas do cráton do São Francisco, que é uma plataforma rígida, cujo embasamento teria se consolidado em tempos pré-brasilianos. Segundo Almeida (1977), as deformações geoestruturais que se observam na cobertura brasiliana sobre o cráton são reflexos da tectogênese das faixas marginais de dobramento. As rochas do Grupo Bambuí, na região em questão, foram submetidas a esforços tectônicos oriundos das faixas de dobramentos Araçuaí, a leste, e Brasília, a oeste, conforme mostra a figura 3.3.21. Estas faixas apresentam dobramentos lineares holomórficos e grandes falhamentos inversos, num conjunto estrutural que manifesta acentuadas vergências em direção ao cráton. Tais vergências resultaram num transporte tectônico em direção à região em apreço, através de esforços de compressão sobre as rochas da cobertura do cráton (Grupo Bambuí). A faixa Araçuaí provocou esforços que agiram segundo uma direção geral, variando de aproximadamente N50 a 60W, e a faixa Brasília, segundo N30 a 40E. Estes esforços provocaram deformações e rupturas na cobertura, originando dobramentos, principalmente nos pelitos, nas partes próximas às bordas do cráton. Em direção

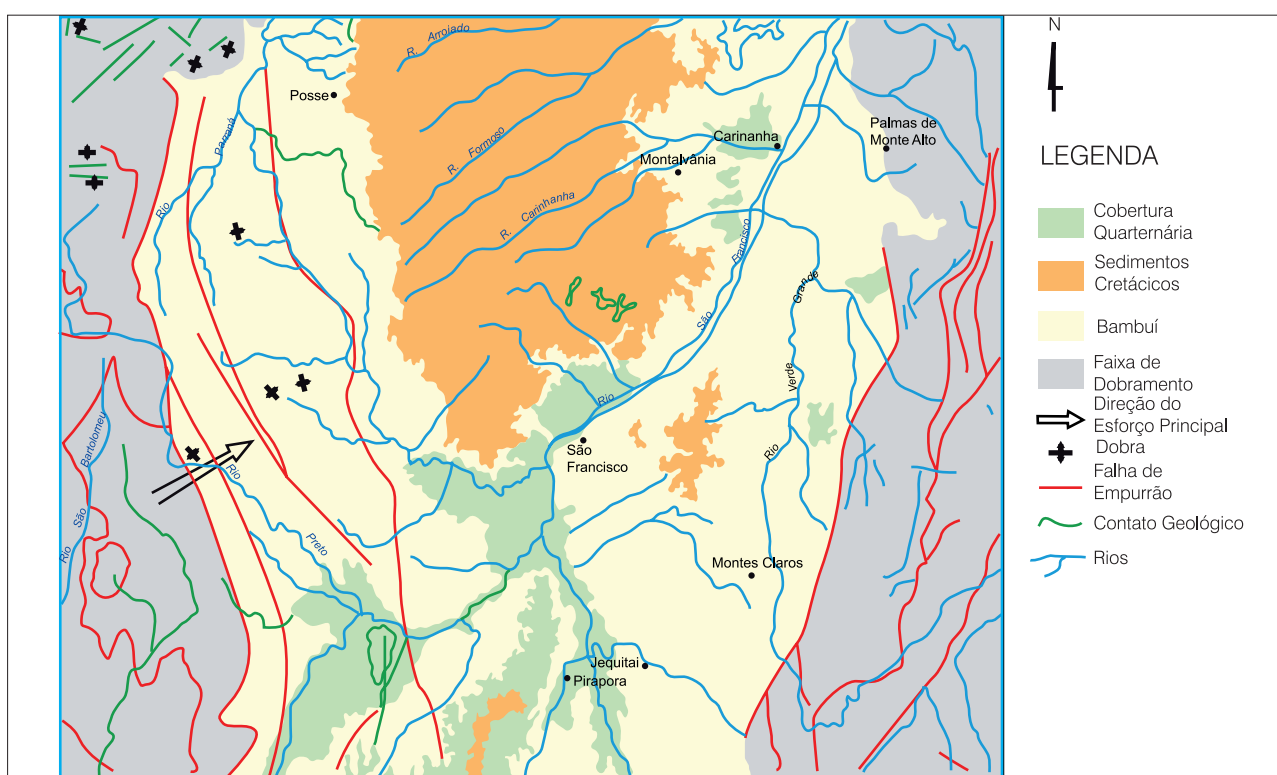



Figura 3.3.20 - Geologia do carste da região do norte de Minas Gerais (modificado de Silva,1984).

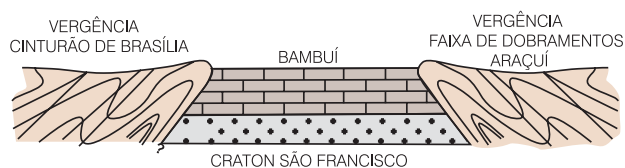



Figura 3.3.21 - Esquema de deformação do Grupo Bambuí, norte de Minas Gerais (modificado de Silva,1984).

ao interior da bacia Bambuí, todavia, as camadas tornam-se pouco perturbadas, dispondo-se, de forma subhorizontal, em vastas extensões. Assim, o cráton comportou-se como "substrato indeformável" a estes esforços marginais, evitando grandes movimentações tectônicas do Grupo Bambuí. Conseqüentemente, tem-se um modelo de deformação simples onde não devem ser esperados grandes falhamentos transcorrentes. Do exposto e com as observações de campo, verifica-se a existência de duas direções principais de esforços de deformação na região: N6OW e N3OE. No modelo de deformação teórico, o maior esforço seria oriundo da vergência da tectogênese e o menor seria o esforço horizontal. Não existiram condições de cisalhamentos marcantes, conforme explicado anteriormente. Como o calcário é uma rocha rúptil, os esforços de compressão das vergências provocaram as rupturas de distensão, mais abertas, e, secundariamente, fraturas longitudinais aos esforços e poucas de cisalhamento. Como os esforços das duas vergências tectônicas (Brasília e Araçuaí) são perpendiculares entre si, tanto as fraturas de distensão como as de compressão são abertas e importantes para a hidrogeologia.

Nas porções mais orientais da região predominam as direções N6OW da faixa de dobramentos Araçuaí e nas ocidentais, as N3OE da faixa Brasília. O relevo atual e o carste são recentes e foram instalados sobre esta configuração geoestrutural pré-existente, que condiciona a drenagem e a circulação de água subterrânea, tendo como nível de base regional o rio São Francisco. Não há indícios de reativação tectônica recente na região. Tudo isto indica que o reconhecimento do funcionamento hidráulico do carste passa primeiro pelo estabelecimento do modelo geoestrutural da região, isto é, existiam as fraturas e somente depois a dissolução das rochas carbonáticas se processou. Em vista do modelo geoestrutural e da evolução cárstica do aqüífero, descritos anteriormente, pode-se concluir que as direções dos fluxos das drenagens subterrâneas do aqüífero são congruentes com as das drenagens superficiais intermitentes ou mesmo as perenes, salvo raras exceções locais.

Um outro caso é o da mineração Pedra do Sino, no município de Cirandai/MG, que está estudando sua mina de calcário com vistas ao conhecimento hidrogeológico local e regional. O primeiro passo foi a elaboração do modelo hidrogeológico da área. O mapa geológico elaborado no âmbito deste estudo e o estudo hidrogeológico realizado mostram que o calcário da formação Prados (material lavrado) está delimitado ao norte e nordeste por rochas do complexo basal pouco permeáveis. Nas porções oeste e sul são sobrepostos pelas rochas pelíticas, também pouco permeáveis, da formação Barroso. Assim, aparentemente, não existe nenhum "alimentador" regional externo de água

para o aqüífero, além da infiltração pluvial e fluvial locais. Por outro lado, as deformações tectônicas que atingiram os calcários, fazem parte do último evento e são diferentes das registradas no complexo basal, sugerindo, desta maneira, que não existem grandes falhamentos conectando este complexo aos calcários por onde poderia haver uma "descarga" profunda de água dos calcários para o complexo basal. Desta maneira, o complexo basal seria um limite impermeável do aqüífero cárstico. O único ponto de descarga do aqüífero cárstico, aparentemente, seria superficial para o córrego Frio, onde o fundo do seu vale (esculpido no complexo basal) está em topografia mais elevada do que os calcários. Não há evidência de carstificação profunda na área da mina. Na abertura da cava atual não se observa a carstificação em profundidade e, pelo próprio confinamento lateral ou delimitação do aqüífero pelo complexo basal, não existem condições teóricas de processos de carstificação em profundidade. Isto é corroborado pelo fato de não ter havido fenômenos locais de soerguimento ou de afundamento dos calcários em relação ao complexo basal. A carstificação superficial (com formação da caverna na margem do córrego Frio) ocorreu apenas na porção do vale do córrego Frio nos calcários aflorantes ou superficiais, por onde houve circulação de água superficial através destas rochas, em épocas pretéritas. Não há condições físicas de circulação profunda de água.em decorrência dos limites impostos pelo complexo basal. A zona de recarga do aqüífero da área da mina é apenas local, por infiltração pluvial e por infiltração de águas fluviais das pequenas drenagens que ocorrem na área em questão. Com o conhecimento atual pode-se prever um aqüífero local com as seguintes características: pouca carstificação em profundidade, poços com vazões não muito elevadas, realimentação por águas pluviais, zona de descarga apenas pelo córrego Frio, circulação de água subterrânea profunda incipiente, fraturamentos das rochas calcárias muito fechados em profundidade, sem realimentação regional (figura 3.3.22).

3.3.4 Explotação das Águas Subterrâneas em Carste

As preocupações iniciais que se deve ter para a explotação de um carste são a concepção do modelo hidrogeológico, a definição das zonas preferenciais de circulação das águas subterrâneas e a delimitação das principais zonas de recarga-descarga do aqüífero, tanto ao nível local como no regional. Adianta-se que, nas zonas de recarga, normalmente, os níveis de água do aqüífero variam muito entre as épocas úmidas e as de estiagens, chegando, em alguns casos, a secar nas porções mais elevadas do aqüífero. As áreas de descarga do aqüífero apresentam menores oscilações sazonais dos níveis de água, de maneira que os poços perfurados nessas áreas conservam a mesma vazão durante todo o ciclo hidrológico natural. Convém salientar que os aqüíferos cársticos possuem uma capacidade de armazenamento que varia plurianualmente. Assim, há uma oscilação natural e regional da superfície potenciométrica que abrange vários ciclos hidrológicos. Esta variação pode ser ascendente ou descendente, dependendo do volume de infiltração anual das águas superficiais.

A concepção do modelo hidrogeológico inclui, também, a definição e classificação dos principais esforços de deformação tectônica que atuaram nas rochas da área, bem como dos processos de carstificação que esculpiram o relevo e as formas de dissolução das rochas. O conhecimento prévio desta tectônica e dos processos morfogenéticos é uma ferramenta muito importante que poderá auxiliar na escolha do local para perfuração dos poços. Todos os critérios de locação de poços são baseados em informações e aspectos morfológicos superficiais observados em fotos aéreas, imagens de satélites e no campo, que refletem a ocorrência e a circulação de água no subsolo. Em aqüíferos cársticos, estes parâmetros podem ser muito nítidos ou encontrarem-

Figura 3.3.22 - Falha geológica com pouca carstificação, mina Pedra do Sino, Carandaí / MG.

se mascarados por superimposição de eventos geológicos, morfogenéticos ou tectônicos que conduzem a uma interpretação errada (figura 3.3.23).

A vantagem dos aqüíferos cársticos sobre os meios fraturados é que, além da sua malha de fraturas, existe, também, o sistema de dissolução das rochas carbonáticas que armazenam e transmitem as águas subterrâneas. Estas fraturas e carstificações, na maioria das vezes, apresentam traços superficiais que podem ser observados em fotos aéreas ou nos levantamentos no campo. Outro ponto muito importante é a definição da gênese e classificação tanto das fraturas e falhas geológicas como das formas cársticas de dissolução. Num sistema de deformação tectônica rígida de empurrão, por exemplo, as fraturas mais abertas, com maior possibilidade de ocorrência e circulação de água subterrânea, são aquelas longitudinais às direções dos esforços de deformação. Secundariamente, aparecem as fraturas transcorrentes (fraturas de cisalhamento) a estes esforços e as menos promissoras são as fraturas transversais.

Nas áreas onde não afloram rochas carbonáticas e predominam as rochas pelíticas, sem formas de dissolução cárstica aparente, deve-se locar os poços nos cruzamentos da fraturas. As principais formas cársticas superficiais são as dolinas, uvalas e sumidouros. Assim, em toda formação de dolinas houve a participação da água na sua elaboração, água esta que infiltrou no subsolo e migrou para algum outro ponto do aqüífero, sugerindo, desta maneira, uma circulação de água subterrânea naquele ponto onde ocorre a dolina. Este processo contínuo de esculturação das dolinas pode, em certas condições, carrear material detrítico, principalmente argilas, para o seu interior e, em alguns casos, obliterar os condutos subterrâneos e interromper a infiltração e a circulação de água no subsolo. Com isto, podem existir dolinas não ativas que não são boas como indicadores de ocorrência de água subterrânea. Adianta-se que uma dolina obliterada, em determinadas circunstâncias, pode ser reativada e regenerar o processo de circulação de água subterrânea naquele ponto.

Figura 3.3.23 - Colapso do terreno preenchido por argila alógena, carste de Confins / MG.

A classificação das dolinas como indicadoras de água subterrânea, pode ser feita considerando-se o seu diâmetro, forma, grau de preenchimento por material detrítico, permeabilidade e relação com as outras estruturas geológicas. As dolinas com menores diâmetros sugerem menor grau de evolução da carstificação ou infiltração rápida da água para o subsolo. É muito difícil que as dolinas de pequeno diâmetro sejam obstruídas por material argiloso que dificulta a circulação de água subterrânea. Normalmente, as dolinas com menores diâmetros são as indicadoras de ocorrência de água subterrânea. Os grandes diâmetros das dolinas normalmente sugerem um grau de evolução e desenvolvimento maior e a grande possibilidade do preenchimento das cavidades do subsolo por argilas, como também a menor circulação de água subterrânea. Quando as dolinas possuem grandes diâmetros e pequenas profundidades há possibilidade do seu desenvolvimento ter sido preferencialmente lateral e horizontal formando uma pseudo carstificação superficial. É muito comum este tipo de dolina em camadas carbonáticas superficiais, de pouca espessura, sobreposta a rochas pelíticas onde são muito reduzidas as possibilidades de ocorrência de água no subsolo.

A forma das dolinas pode dar informações sobre os processos de carstificação que atuaram em uma área e sobre sua gênese. As dolinas com formas elípticas, por exemplo, normalmente são relacionadas a fraturamentos anteriores das rochas nos quais esta dolina foi desenvolvida. O maior eixo da elipse corresponde à direção do fraturamento e, conseqüentemente, à direção do principal sistema de circulação de águas subterrâneas. Em menor proporção, as formas elípticas são oriundas da instalação de dolinas ao longo da direção das camadas, naqueles casos onde as rochas carbonáticas apresentam fortes mergulhos. Em camadas horizontais é muito difícil ocorrer dolinas elípticas não relacionadas a fraturas. As dolinas em forma de gotas normalmente são sumidouros de água e a parte mais arredondada da gota é a que está relacionada à circulação subterrânea das águas. Este tipo de dolina normalmente apresenta o seu fundo inclinado para a parte mais arredondada da gota. É muito comum ocorrerem dolinas com esta forma nas zonas de recargas dos aqüíferos. Estas feições são muito comuns nos carstes da região de Irecê-Iraquara, na Bahia, e da região de Montes Claros-Janaúba, no Norte de Minas Gerais (Silva, 1995).

As formas circulares são as mais comuns. No entanto, a análise individual de uma dolina com forma circular não permite identificar a direção preferencial de circulação das águas subterrâneas. A esta análise deve-se associar outras informações e interpretações hidrogelógicas.

O grau de preenchimento das dolinas por material detrítico é outra informação de campo muito importante para determinação da ocorrência de água no subsolo e a direção e sentido do seu fluxo.

A evolução de uma dolina com o tempo pode aumentar o seu diâmetro e sua profundidade. Em alguns casos, estas depressões nos terrenos podem propiciar o carreamento e deposição de material detrítico de fora para dentro das dolinas. Este processo pode acarretar um preenchimento parcial dos fundos das dolinas e também dos condutos subterrâneos a elas relacionados. Nos casos onde o preenchimento das dolinas é feito por material argiloso, pode haver uma completa vedação dos pontos de infiltração das águas nas dolinas e nos condutos de circulação das águas subterrâneas nas áreas circunjacentes. Com isto podem ocorrer dois fenômenos: o primeiro é o seu desenvolvimento lateral, com aumento do diâmetro da dolina; e o segundo é a transformação destas dolinas em lagoas temporárias. Nestes casos, as águas de chuva são retidas, formando lagoas de dolinas, durante muito tempo após o período chuvoso. A água destas lagoas não tem nenhuma relação com as águas subterrâneas e constituem lagoas "suspensas" e isoladas da superfície potenciométrica do aqüífero. Existem, também, as dolinas que formam lagoas em pseudocarstes, isto é, áreas onde predominam pelitos na superfície e rochas carbonáticas em profundidade. Os afundamentos ou desmoronamentos de carstificação, em profundidade, podem ser refletidos na superfície através de depressões impermeáveis semelhantes às dolinas, que acumulam águas pluviais e não possuem relação com as águas subterrâneas.

Um exemplo importante deste tipo de pseudocarste é a lagoa principal da cidade de Lagoa Santa, em Minas Gerais. Existem várias maneiras para identificar se uma lagoa é suspensa ou está relacionada com as águas subterrâneas. A mais segura é através da análise da qualidade química ou isotópica da água. As águas superficiais de chuva têm características bem diferentes das águas subterrâneas cársticas.

Outra maneira é a verificação de altitude da superfície da água da lagoa em relação à da superfície potenciométrica do aqüífero. Normalmente, as lagoas estão em cotas superiores, mas, cuidado, pois em alguns casos pode haver coincidências aleatórias. As relações topográficas, geológicas, hidrogelógicas e morfológicas das dolinas com as áreas circunvizinhas também podem fornecer elementos para identificação da origem das lagoas. Convém salientar, ainda, que existem dolinas com águas que são afloramentos do próprio "lençol" subterrâneo. Estas lagoas que são afloramentos de águas subterrâneas dificilmente são intermitentes. As lagoas temporárias e dolinas colmatadas podem induzir a interpretações errôneas do comportamento e ocorrência das águas subterrâneas. É comum a reativação de dolinas que foram colmatadas por material argiloso. Nestes casos, o processo de reativação normalmente começa com a instalação de pequenos sumidouros dentro do fundo das dolinas. Estes sumidouros são instalados em qualquer ponto do fundo das dolinas, normalmente nos locais mais permeáveis relacionados à circulação subterrânea, não necessariamente no seu centro. Assim, pode-se encontrar dolinas menores ativas dentro de grandes dolinas mais antigas.

A permeabilidade de uma dolina está relacionada com as suas condições de permitir a percolação das águas pluviais para o aqüífero. Uma dolina é ativa quando toda água que flui para seu interior é transmitida facilmente para o subsolo por sumidouros ou através de infiltração pelo material de preenchimento da dolina. A dolina ativa tem pouca capacidade de reter água na superfície. O reconhecimento, no campo, de uma baixa capacidade de retenção de água, pode ser feito através da vegetação no interior das dolinas, uma vez que a vegetação rasteira aquática (quando acumula água superficial) é bem típica e diferente daquela encontrada em dolinas ativas. É fácil identificar as áreas de sumidouros em dolinas preenchidas por material detrítico. Normalmente, encontram-se várias pequenas depressões circulares no terreno, com diâmetros e profundidades da ordem de alguns centímetros, muitas vezes alinhadas segundo uma determinada direção. Tais depressões são formadas, nos períodos chuvosos, em decorrência da ação da infiltração turbulenta das águas superficiais e da lixiviação dos sedimentos para os condutos de dissolução sotopostos. Estas pequenas depressões (buracos) recebem nomes curiosos na região onde são encontradas, tais como: rebentão, chupadores, mata cavalo e sumidouro. É possível que estas depressões no terreno também ocorram em zonas ao longo de fraturas ativas ou, ainda, em áreas de recargas dos aqüíferos, tornando-se um ótimo indicador da existência de água subterrânea naquele local.

Há restrições a este indicador nas áreas de recarga dos aqüíferos, uma vez que mesmo existindo estas depressões, a área pode não ser favorável à ocorrência de água subterrânea, porque pode haver migração das águas infiltradas para as zonas de descargas. Outra restrição a estas estruturas é que elas podem estar relacionadas a uma carstificação rasa, ou, mesmo, pseudo carstificação, sem significação hidrogeológica importante. Existem, ainda, sumidouros em fraturas, cavernas e em outras formas cársticas dentro de dolinas, cujos fundos são líticos de rocha sã. Adianta-se que nas zonas de recarga dos aqüíferos, as infiltrações são mais turbulentas com carreamento violento de materiais detríticos (fração grosseira inclusive) e "entupimento" de sumidouros, enquanto nas de descarga, são poucos os vestígios de sedimentação de fundo de dolina.

A principal análise que deve ser feita nos estudos hidrogeológicos dos carstes é a verificação das relações entre as formas de dissolução e os fraturamentos das rochas. As dolinas relacionadas aos fraturamentos normalmente são dispostas em linhas retas, facilmente visíveis em fotos aéreas ou em imagens de satélite e de radar, e sugerem que ali são as melhores zonas de circulação de águas subterrâneas. Quando ocorrem

alinhamentos de dolinas aos fraturamentos abertos da região (fraturas de compressão) há grande possibilidade de existência de água subterrânea.

O alinhamento de formas cársticas em fraturas com outras direções também pode ser indicador local de circulação preferencial de água. As uvalas também podem ser desenvolvidas segundo direções de fraturamentos, mas esta não é uma condição fundamental ou única. Desta maneira, no estudo de uvalas devem ser considerados outros fatores geológicos ou hidrogeológicos. Em alguns casos, nas áreas onde ocorre uma grande densidade de dolinas e a sua distribuição espacial parece ser caótica, torna-se difícil a identificação do relacionamento entre as formas tectônicas e as cársticas. Nestes casos, sugere-se a superimposição do modelo de deformação ao alinhamento das dolinas, dando-se preferência aos fraturamentos observados e não ao alinhamento de dolinas. Muitas vezes esta distribuição caótica de dolinas reflete uma carstificação superficial rasa, sobreposta a um substrato impermeável.

Alguns critérios que devem ser observados em fotos aéreas e no campo para escolha dos melhores locais para perfuração de poços tubulares em regiões cársticas, são relacionados a seguir:

- fraturas longitudinais ao esforço de deformação da rocha;
- pontos de cruzamentos de fraturas longitudinais com as transversais;
- dolinas alinhadas a fraturas abertas;
- pontos de cruzamentos de fraturas longitudinais com as de cisalhamento;
- dolinas ativas com sumidouros;
- dolinas com diâmetros pequenos;
- dolinas com formas elípticas;
- dolinas que não acumulam águas pluviais;
- áreas com elevada densidade de dolinas;
- áreas de descarga dos aqüíferos;
- fraturas relacionadas com sumidouros;
- áreas de ocorrência de calcários mais puros (composição química da rocha);
- uvalas encaixadas em fraturas;
- uvalas ativas com sumidouros;
- áreas intensamente deformadas e dobradas;
- drenagem relacionada a fraturas ou a formas Cársticas;
- zonas topograficamente baixas;
- drenagens secas, sem circulação de água superficial.

Por outro lado, conforme já registrado, a caracterização hidráulica dos aqüíferos cársticos através de parâmetros hidrodinâmicos é muito difícil, em vista de suas peculiaridades, onde o armazenamento e a circulação das águas subterrâneas estão condicionados à dissolução e a malha e intensidade do fissuramento das rochas. Estes parâmetros hidrodinâmicos dos aqüíferos são válidos apenas para as condições de regime laminar de fluxo subterrâneo e em meio poroso, condições estas que, na maioria das vezes, não são atendidas pelos aqüíferos cársticos. A grande heterogeneidade e anisotropia dos sistemas aqüíferos em meio cárstico, que é o resultado dos fenômenos de deformação diferenciada das rochas e dos processos de carstificação, confere a este tipo de aqüífero uma grande variabilidade nos valores dos seus parâmetros hidrodinâmicos. Estes parâmetros refletem um componente regional, mas são fortemente influenciados pelas características locais ao redor dos pontos onde eles foram determinados. Assim, durante a manipulação e análise dos valores destes parâmetros, deve-se tomar muito cuidado quanto à sua representatividade local e regional. Tendo em vista esta grande variação, em estudos regionais ou quando se deseja caracterizar um aqüífero cárstico de uma bacia, deve-se considerar os valores que mais ocorrem em uma distribuição estatística de dados, isto é, a **moda** estatística. Estes valores são os mais representativos. A **média**, que é normalmente usada, ou também a **mediana**, pode ter ser seus valores muito influenciados por grandezas extremas de um determinado elemento em uma amostra estatística. As discussões sobre os sistemas aqüíferos, os modelos hidrogeológicos de funcionamento hidráulico e suas relações com a evolução tectônica regional e local, como também sobre os processos de carstificação que agiram sobre determinada região e as relações rio-aquífero, são as chaves para o conhecimento hidrogeológico dos carstes. Adianta-se que, para atingir estes conhecimentos, tem-se que participar de uma batalha árdua que requer muitos dados, informações e esforços, além de, naturalmente, muito trabalho.

3.3.5 Aspectos Ambientais em Zonas Cársticas

O principal problema ambiental dos carstes consiste nos freqüentes colapsos das superfícies dos terrenos, tanto em áreas rurais como nas urbanas. Na literatura mundial encontram-se inúmeros exemplos destes acidentes e os "freqüentadores" de zonas cársticas também são "acostumados" com estes "afundamentos" dos solos. Os casos que tiveram maior repercussão aqui no Brasil foram os de Sete Lagoas em Minas Gerais e o de Cajamar no estado de São Paulo. Em Sete Lagoas, no dia 04 de março de 1988, uma cratera de 20 m de diâmetro por cinco de profundidade "tragou" as paredes de uma pequena mercearia, o muro e parte da arquibancada do estádio municipal, e afetou dezenas de edifícios num raio de 40 m, a partir do cruzamento de duas avenidas no centro da cidade (figuras 3.3.24 e 3.3.25).

Não se tratava de um acidente provocado pela ação antrópica, desta vez era o efeito de um fenômeno natural, um desabamento subterrâneo, semelhante ao que já se manifestara em dezembro de 1986 na cidade paulista de Cajamar. As cidades de Sete Lagoas e Cajamar têm em comum o fato de ocuparem áreas geologicamente caracterizadas pela ocorrência de rochas calcárias (Grupo São Roque, em Cajamar, e Grupo Bambuí, em Sete Lagoas) com feições de dissolução e recobertas por materiais não consolidados. Os eventos ocorridos nas duas cidades só têm como precedente, na literatura, o caso da cidade de Mairinque (SP), em 1981, além de breves e esparsas comunicações verbais durante encontros de geólogos. Investigações geofísicas e sondagens realizadas pela Divisão de Minas e Geologia Aplicada do IPT em Cajamar comprovaram a existência de cavidades, algumas com até dez metros de profundidade, em toda a extensão do calcário, bem como no próprio solo acima da rocha.

O modelo explicativo formulado pelo IPT mostra como as cavidades do calcário, cheias d'água, se comunicam com os solos saturados sobre a rocha. Em Cajamar, a seca prolongada que antecedeu o acidente geológico e a retirada de água através dos poços artesianos que abastecem a cidade agravaram as condições naturais, provocando a queda da pressão da água subterrânea e acelerando o carreamento do solo.

Figura 3.3.24 - Colapso do terreno na cidade de Sete Lagoas - MG em 1988.

Figura 3.3.25 - Detalhe do colapso do terreno na cidade de Sete Lagoas - MG.

Com isso, houve desabamento do teto das cavidades e estas vieram a manifestar-se na superfície do terreno, formando uma cratera de 31 metros de diâmetro por 13 metros de profundidade (figura 3.3.25).

Em Sete Lagoas, houve o rompimento de parte do "teto" da rocha carbonática de uma cavidade localizada a 58 metros de profundidade, provocado, provavelmente, pelo rebaixamento da água subterrânea, o que acarretou instabilidade para as rochas argilosas situadas mais acima. Em conseqüência, elas sofreram pequenas rachaduras verticais. Em seguida choveu, a cavidade encheu-se de água, e nova pressão vertical se fez sentir sobre o teto desabado e sem proteção da rocha sã. A partir daí iniciou-se o processo de erosão do teto da cavidade, formando-se uma chaminé ao longo das fraturas da rocha. Confinada no subsolo até então, a água eclodiu pela chaminé e atingiu a superfície, promovendo a dissolução do solo. Os colapsos refletem, na superfície, a evolução ascendente dos bolsões, ou cavernas, do subsolo (figura 3.3.26).

Contaminação das Águas Subterrâneas

O problema da poluição dos recursos hídricos subterrâneos em carstes está na indefinição das áreas e dos mecanismos pelos quais os poluentes são incorporados ao fluxo subterrâneo. Estes mecanismos e a migração dos poluentes são influenciados por fatores físicos, químicos e biológicos. Os físicos são inerentes ao tipo do aqüífero, seus parâmetros hidrodinâmicos, e às características físicas dos poluentes; e os químicos são relacionados à composição química dos contaminantes e à da água do aqüífero. Além disso, os processos que controlam a migração dos poluentes são distintos quando se tem substâncias solúveis em água ou aquelas imiscíveis.

Os aqüíferos cársticos são os mais vulneráveis à poluição. Em meios heterogêneos como os carstes, o transporte dos poluentes será realizado através das zonas de maior permeabilidade do aqüífero. Existirão, assim, vários caminhos imprevisíveis no subsolo por onde migrarão as soluções contaminantes, caminhos estes que dependerão, exclusivamente, das formas cársticas. Nestes casos, é difícil a detecção, controle e previsão do avanço de uma "pluma" poluidora no aqüífero, como também são necessários estudos mais detalhados e acurados para identificar os diferentes padrões de migração dos poluentes no subsolo. Nestes meios, a porosidade efetiva é normalmente pequena, mas a velocidade do fluxo subterrâneo pode ser grande. Além disso, estes aqüíferos são heterogêneos em relação à orientação e freqüência das fraturas, o que acarreta diferentes dispersões dos solutos em cada ponto do terreno.

A forma geral de difusão da solução contaminante em meios fraturados ou cársticos é semelhante à dos meios porosos, restringindo-se, no entanto, às